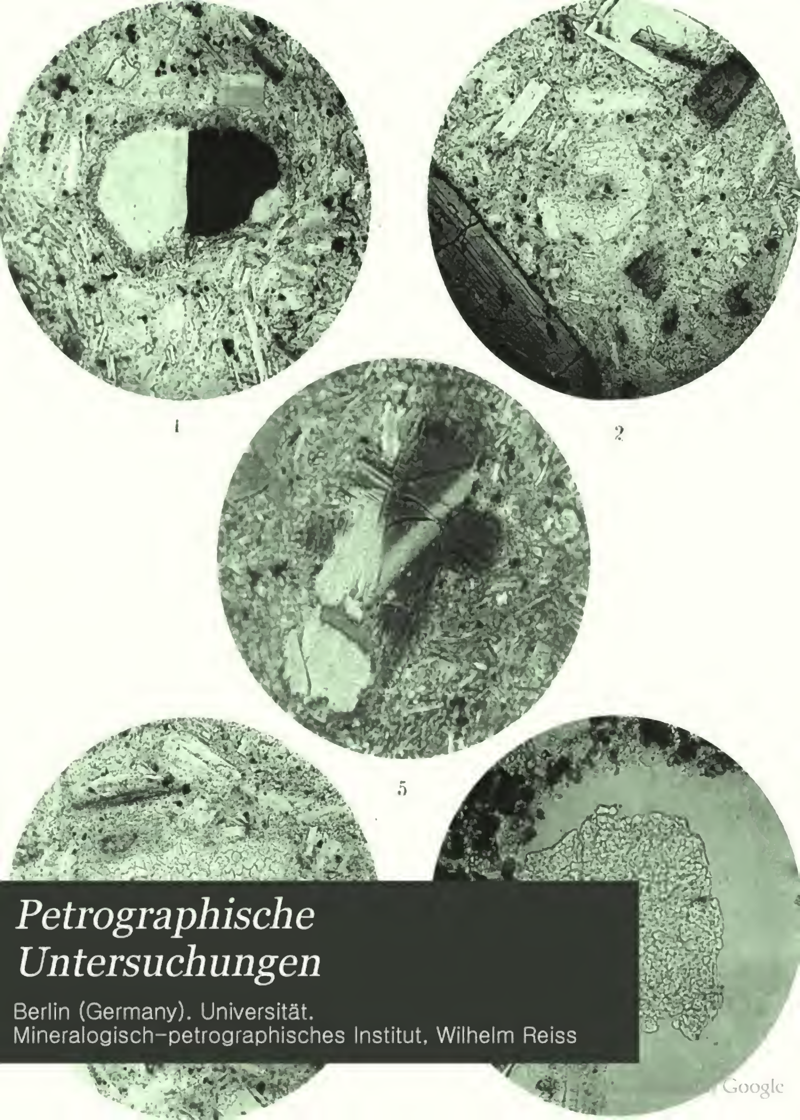
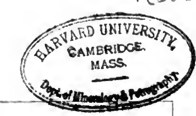


Petrographische Untersuchungen

Berlin (Germany). Universität. Mineralogisch-petrographisches Institut, Wilhelm Reiss



WILHELM REISS: ECUADOR 1870—1874

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

AUSGEFÜHRT IM

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHEN INSTITUT

DER

UNIVERSITÄT BERLIN

HEFT 1.

BERLIN
VERLAG VON A. ASHER & CO.
1901

Unter dem Titel:

WILHELM REISS, ECUADOR 1870–1874

beabsichtigt der Herausgeber in der Folge Resultate und Forschungen seiner Reisen in der Republik Ecuador zu veröffentlichen.

Das vorliegende, erste Heft bringt die Fortsetzung der in dem Werke: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Südamerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Bd. I und II, begonnenen petrographischen Untersuchungen, die nur in sofern von den dort gegebenen Arbeiten abweichen, als die Untersuchungen sich auf die Reissschen Sammlungen beschränken werden.

Die Herausgabe erfolgt in zwanglosen Heften, deren jedes einzeln verkäuflich ist.

I

DIE VULKANISCHEN GEBIRGE DER OST-CORDILLERE

VOM

PAMBA-MARCA BIS ZUM ANTISANA

BEARBEITET VON

E. ELICH

1901.

Geologisch-topographische Einleitung

von **W. Reiss.**

Die im Folgenden von Herrn Dr. Elich untersuchten und beschriebenen Gesteine sind von mir in dem Theil der Ostcordillere Ecuadors gesammelt, welcher die tiefe, als Becken oder Mulde von Quito bezeichnete, interandine Einsenkung gegen Osten begrenzt.

Von Quito, oder von einer der Höhen in der Nähe der Stadt, stellt sich der die Quito-Mulde begrenzende Theil der Ostcordillere als ein wenig gegliederter, ziemlich einförmiger Höhenzug dar, in dessen nördlichem Drittel die Zacken des Puntas aufragen, über dessen Südende der gewaltige, mit ewigem Schnee und Eis bedeckte Antisana sich erhebt. Vulkanische Ausbruchsmassen, welche der alten, wesentlich aus krystallinischen Schiefern bestehenden Ostcordillere vor- und aufgelagert sind, setzen diesen Gebirgstheil zusammen. Sein Westabhang senkt sich ziemlich steil nach der jetzt durch mächtige Tuffmassen zum grossen Theil erfüllten Einsenkung zwischen Ost- und Westcordillere, also zu dem Grunde der Quito-Mulde. Gegen Osten zu haben sich die Laven gegen die aus altkrystallinischen Gesteinen bestehenden Kämme und Gipfel aufgestaut, so dass z. Th. breite Rücken oder, wie am Antisana, Plateaus gebildet wurden.

Die gegen Osten verlaufenden Gewässer treten, aus dem vulkanischen Gebiet kommend, in weite und tiefe Thäler ein, gegen welche die nach West gerichteten Wasserläufe wie enge Schluchten, wie Barrancos, erscheinen. Der Unterschied mag z. Th. bedingt sein durch die grössere Menge von Feuchtigkeit, welche die aus dem Amazonasgebiet aufsteigenden Wolken an den Gehängen niederschlagen, wodurch wasserreiche Bäche schon nahe den höchsten Gebirgstheilen aus den mit dichter Vegetation, oft sogar mit Sumpf und Moor bedeckten Abhängen hervorbrechen, im Wesentlichen aber

ist er im Altersunterschied der beiden Formationen begründet; denn die vulkanischen Gesteine sind erst abgelagert worden, nachdem die krystallinischen Schieferberge bereits lange Zeiträume hindurch der Wirkung der Erosion ausgesetzt gewesen waren.

Die folgende Schilderung bezieht sich ausschliesslich auf die Gebilde der Lavaformation, denn nur an wenigen Stellen liessen sich kurze Ausflüge in die beinahe unzugänglichen Gebiete der älteren Formation ausführen.[1])

Bei näherer Betrachtung zeigt sich der scheinbar so einförmige Gebirgszug gut gegliedert, und wenn auch hier, mit Ausnahme des Antisanagebietes, hohe, individuell ausgebildete Vulkanberge, wie wir sie sonst so allgemein in den Cordilleren von Ecuador zu sehen gewohnt sind, zu fehlen scheinen, so lassen sich doch hinreichend deutlich einzelne Ausbruchsgebiete erkennen. So tritt gleich an dem Nordende, vom Cayambe durch das Thal des Rio Pisque und Guachalá getrennt, ein stumpf dom- oder kegelförmiger Berg hervor, der **Pamba-marca**[2]) (4093 m), der nach den französischen Akademikern, welche hier eine ihrer Beobachtungsstationen hatten, auch oft als Frances-urcu bezeichnet wird. Der Berg war von den Indianern stark befestigt, sowohl auf dem Gipfel, als auch auf einzelnen Vorsprüngen finden sich Reste von Ringwällen (Pucarás); seine Abhänge sind fast ganz mit hohem Páramogras bewachsen, sein Fuss hoch hinauf mit jenem feinen, Cangahua genannten Tuffe bedeckt, dem ich einen äolischen Ursprung zuschreiben möchte.[3]) Den Namen Cangahua führt auch ein kleines, am Abhang des Berges, in 3186 m Meereshöhe gelegenes Dörfchen. So viel sich bei den geringen Aufschlüssen, welche der Berg bietet, erkennen lässt, besteht er der Hauptsache nach aus Andesitströmen, zwischen welchen nur untergeordnet Schlacken- oder Tufflager vorkommen. Sein Fuss ist breit, radialförmig gebaut, mit mannigfach vorspringenden Höhen, auf welchen noch mehrere alte Indianerfestungen, sog. Pucarás, erhalten sind.

Südlich vom Pamba-marca erheben sich auf dem Rücken des Gebirges wilde, schwarze, aus Schlackenagglomerat und Laven bestehende Felszacken, **Cerro de las Puntas,**

---

[1]) Siehe auch: Th. Wolf: Sitzungsb. d. niederrhein. Gesell. in Bonn 1873, S. 230.

[2]) Schon de la Condamine (Journal du Voyage fait par ordre du Roi, à l'Équateur, servant d'introduction historique à la mesure des trois premiers degrés, 1751, p. 52, Anm.) hat den Namen gedeutet: Pamba, besser Pampa, = Ebene; marca = Festung; d. h. Festung, welche die Ebene beherrscht. Gewöhnlich ist marca mit Stadt oder Ort zu übersetzen, kann aber auch Festung bedeuten. Siehe: Inca Garcilaso de la Vega, Commentarios Reales I, lib. V, cap. 27.

Die Höhe wird sowohl von Bouguer (La Figure de la Terre, 1749, p. 124), als auch von de la Condamine (Mesure des trois premiers degrés, 1751, p. 55) zu 4111 m angegeben, während die spanischen Offiziere, nach barometrischen Messungen, 4160 m annehmen (Juan y Ulloa, Observaciones astronómicas, y phisicas, 1748, p. 129, 130).

[3]) Paläontolog. Abh., herausg. von W. Dames und E. Kayser. I. 1883, S. 43, 44, 52.

auch kurz **El Puntas**[1]) genannt, welche die Umwallung eines weiten Kraters bilden, dessen Inneres durch die Einschartung der Puerta de Sandoval (4225 m) zugänglich ist. Der Kratergrund liegt etwa in 4100 m, die höchsten Zacken der Umwallung erreichen 4462 m Höhe, so dass also die schroffen Wände der inneren Kraterumwallung eine relative Höhe von etwa 360 m aufweisen. Doch bildet der Puntas nur eines der letzten Ausbruchsprodukte, durch welche das in langgestreckten Abhängen gegen Nordwest verlaufende Gebirge aufgebaut wurde. Auch hier herrschen die Lavenströme vor, auch hier sind die Gesteine der Gehänge schon der Verwitterung verfallen, die Gehänge selbst sind mit dichten Grasnarben bedeckt und in ihren unteren Theilen von Tuffen überlagert. Die Wasserrisse, namentlich die Quebrada Carboneria und die Quebrada Muetque, sind in ihren oberen Theilen tief eingegraben; ihre steilen Seitenwände zeigen oft mächtige, pseudoparallele Lavaströme.

An den Puntas schliesst sich gegen Süden das in einen langgestreckten Grat gipfelnde Gebirge an, das vor allen anderen vulkanischen Gebirgen Ecuadors durch das massenhafte Vorkommen der perlitisch ausgebildeten Liparite und der ihnen zugehörigen Obsidiane ausgezeichnet ist.[2]) Wir haben, da im Lande selbst zwar jeder Gipfel und jeder Berg seinen Namen hat, zusammenfassende Bezeichnungen aber vielfach fehlen, in Uebereinstimmung mit J. Juan, A. de Ulloa und Alexander von Humboldt, diesen Theil der Ostcordillere, nach den über das Gebirge führenden Pässen, **Guamaní-Gebirge** oder kurz **El Guamaní**[3]) genannt. Im unteren Theil, im Anschluss an die Flächen der Quito-Mulde, die hier schon als Valle de Chillo bezeichnet werden, sind die Abhänge mit Tuffen und Cangahua bedeckt, aus welchen nur hie und da die anstehenden Laven hervorragen. Die Dörfer und Haciendas: Puembo (2484 m), Pifo (2588 m), Itulgache (2668 m) liegen auf der nach Süden ansteigenden Tufffläche der Quito-Mulde; Chántag (2569 m), Palugo (2672 m) auf der ersten, Pitaná (3360 m), Tablon de Chiriboga (3380 m) und Tablon de Itulgache (3097 m) auf der zweiten Terrasse des in Absätzen aufsteigenden Gebirges. Wulstförmige Rücken, in welchen man noch oft die Form der alten Lavaströme zu sehen glaubt, ziehen zwischen den Thälern herab, deren oft ebener, grasbewachsener Grund darauf schliessen lässt, dass hier durch neuere Lavaergüsse die alten Schluchten z. Th. wieder ausgefüllt worden sind. Den höchsten Kamm bildet ein langgestreckter Rücken, der Filo de los Corrales (4447 m), der gegen

[1]) Puntas = Zacken, Spitzen; Cerro de las Puntas = Spitzenberg.

[2]) Siehe auch: Zeitschrift d. d. geol. Gesell. XXIV. 1872, S. 383, 384 und: J. Roth, Monatsberichte der Kgl. Akad. der Wissenschaften zu Berlin, 1874, S. 378—385.

[3]) Guamani = Habicht.

Süden in dem noch bedeutend höheren Berg Tuchimbiro endigt, gegen Norden aber durch schroffe Felsen mit dem Puntas-Massiv in Verbindung tritt. Während nun im nördlichen und südlichen Theil des Westgehänges meist dunkle Andesite vorherrschen, besteht der mittlere Theil des Guamaní, besteht der ganze Filo de los Corrales aus prachtvoll entwickelten Lipariten. Schon auf den unteren Terrassen überraschen die schönen, in ihrer Form manchmal an die Erbsensteine des Karlsbader Sprudels erinnernden Perlite, die, oft zu Grus zerfallend, aus der Tuffbedeckung hervorragen; in grösseren Höhen, so namentlich am Yana-urcu (3937 m), bestehen die ganzen Felsen aus Obsidian, mit zwischengelagerten perlitischen Streifen und Flasern. Merkwürdiger Weise stehen die mit rothem und schwarzem Obsidian abwechselnden Perlitstreifen hier meist senkrecht. Langgestreckte, pseudoparallel übereinander gelagerte Obsidianströme bilden die Yana-rumi-loma an der Nordseite der Mui-mica; der eine der Ströme ist in ziemlich regelmässige Säulen zerspalten. Der Weg führt über Schutthalden schneidender Glasstücke und Glassplitter zu den mächtigen, als Perlit und Obsidian ausgebildeten Liparitströmen des höchsten Kammes. Am schönsten aufgeschlossen sind diese Gesteine an der Ostseite des Filo de los Corrales, woselbst in der Quishca-Machai genannten Höhle (4143 m) ein etwa 20 Meter hoher Lavastrom ansteht. Der obere, aus Obsidian bestehende Theil geht durch perlitische Zwischenlager in ein graues, gleichmässig ausgebildetes Gestein über, dessen Mächtigkeit sich nicht ermitteln liess, da aufgelagerte Schuttmassen den Fuss der Felsen bedecken.

Im unteren Theile des Gebirges, am Gehänge gegen die Quito-Mulde, heben sich einige Andesitströme als hohe und breite Wülste deutlich von dem sonst mehr ausgeebneten Abhängen ab, so namentlich der nördlichste dieser Ströme, der schroff nahe der Hacienda Chántag endigt und ebenso der grosse Strom von Paluquillo. Aber selbst diese, noch ihre charakteristischen Formen aufweisenden Ströme sind schon von Wasserläufen durchschnitten und in ihren unteren Theilen von Cangahua-Tuff bedeckt. Man darf aber daraus, dass diese deutlich erkennbaren Ströme nur im unteren Theil der Abhänge auftreten, nicht auf die Abwesenheit ähnlicher Ströme in den höheren Gebirgstheilen schliessen; denn hier, wie an allen aus Lavenströmen aufgebauten Bergen, verschwinden die einzelnen Ströme im Gewirr der nahe den Ausbruchspunkten sich übereinander lagernden Ströme, während einzelne, weit abwärts sich erstreckende Lavaergüsse leicht als solche erkannt werden.

Als besonders auffallende Unregelmässigkeiten im allgemeinen Bau des Gebirges sind noch der Cutu-urcu (3605 m) und der Nuñu-urcu (3812 m) zu erwähnen: Beides sind Ausbruchsgebilde, doch weist nur der Nuñu-urcu eine kraterartige Einsenkung am Gipfel auf, sowie einen stromartigen Erguss gegen Norden; beide gehören eigentlich nicht mehr

zum Guamaní-Gebirge, sie begrenzen sein Gebiet im Norden und im Süden: Der Cutu-urcu schliesst sich an den Puntas, der Nuñu-urcu an das sogleich näher zu betrachtende Fussgebirge des Antisana an.

Der Guamaní gehört zu jener Klasse vulkanischer Gebirge, in welchen die Ausbruchspunkte nahezu auf einer geraden Linie angeordnet erscheinen, ohne dass einer derselben ein entschiedenes Uebergewicht erlangt hätte. Es entstehen so, durch die Anhäufung der Ausbruchsmassen längs einer Mittellinie, Längsgebirge, deren seitliche Abdachungen, je nach Anordnung der übereinander gelagerten Lavenströme, verschieden gestaltet sein können. Klassische Beispiele dieser Art sind der Gebirgsrücken des Pedro-Gil auf Tenerife und die Azoreninsel San Jorge. Hier beim Guamaní konnte das Gebirge sich gegen Westen, gegen die Quito-Mulde zu, frei entwickeln, während die alten Schiefergebirge der Ausbreitung der Ausbruchsmassen gegen Osten Hindernisse bereiten mussten.

Zwar ist der Tuchimbiro, der höchste Gipfel des Guamaní, meist mit Schnee bedeckt, ob er aber wirklich zu den Schneebergen Ecuadors zu rechnen ist, kann ich nicht entscheiden, da ich nur selten Gelegenheit hatte, den Gipfel zu sehen; sicherlich aber dürfen der Puntas und der Filo de los Corrales nicht in die Reihe der mit ewigem Schnee bedeckten Berge gestellt werden.

Vom Guamaní stammen die Perlite in den Tuffen der Quito-Mulde, sowie auch die so weit verbreiteten Obsidiansplitter, sowohl die vom Fusse des Mojanda, wie die aus den alten Werkstätten in der Westcordillere. Der Obsidian (Aya-cushqui, Piedra del Rayo, Piedra del Inca, Piedra del Gallinazo) wurde von den Eingeborenen zu Waffen und Schmucksachen vielfach verarbeitet und zu diesem Zwecke weithin verführt.[1])

Guamaní-Gesteine wurden wohl zuerst von A. von Humboldt nach Europa gebracht. Die von ihm in den Sammlungen niedergelegten Obsidiane haben in neuerer Zeit eingehende Untersuchung erfahren, so dass es, um Irrthümern vorzubeugen, nöthig erscheint, den Fundort festzustellen. Auf den Etiquetten der Berliner Sammlung, wie bei den in Humboldts Werken weit zerstreuten, auf diese Obsidiane bezüglichen Bemerkungen,[2]) wird stets der „Cerro del Quinche“ als Fundstelle angegeben. „Quinche“, vielleicht „Quinche-urcu“, durch die Spanier in „El Quinche“ oder „Cerro del Quinche“ umgewandelt, ist die jetzt wenig gebräuchliche Quechua-Bezeichnung des als „Cerro de

[1]) Schon die spanischen Offiziere, welche die französischen Akademiker bei Ausführung der berühmten Gradmessung begleiteten, haben Spiegel und Lanzenspitzen aus Obsidian (Piedra del Gallinazo) als Fundstücke aus alten Indianergräbern beschrieben und abgebildet: J. Juan y A. de Ulloa, Relacion historica del Viage à la América Meridional, 1748. Primera Parte, T. II, p. 619—621, Lam. XV; siehe auch: Stübel, Reiss, Koppel und Uhle, Kultur und Industrie südamerikanischer Völker, 1889. I. Taf. 20.

[2]) Relation historique, T. I, 1814, p. 164; Essai géognostique sur le Gisement des roches dans les deux Hemisphères, 1823, p. 340, 341, 342, 343; Kosmos IV, 1858, S. 209, 362.

las Puntas“ oder „El Puntas“ bekannten Berges. „Quinche“ bedeutet in der Quechua-Sprache eine Panspfeife; der Name weist also, ebenso wie das spanische „Puntas“, auf die schroffen Zacken der den Kraterrand des Berges umgebenden Felsen. Nun finden sich aber, wie eine genaue Begehung unsererseits ergeben hat, keine Obsidiane am Puntas. Woher stammen dann die von A. von Humboldt gesammelten Stücke? Ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich annehme, dass es sich um lose Obsidianblöcke handelt, wie solche über den ganzen nordöstlichen Theil der Quito-Mulde in Menge zerstreut sich finden. Die Blöcke sind, wie wir jetzt wissen, Bruchstücke der am Guamaní anstehenden Gesteine. Die Namensverwechslung ist wohl darauf zurückzuführen, dass der Guamaní keine hervorragenden Gipfel, auch keinen zusammenfassenden ortsgebräuchlichen Namen hat, der Puntas (Humboldts „Cerro del Quinche“) aber, mit seinen wilden, schroffen Zacken, weithin kenntliche, in die Augen fallende Bergformen bildet, deren Name selbst den am Fuss der Ostcordillere auf den Tufflanden der Quito-Mulde ansässigen Indianern bekannt ist, zumal es auch einen Ort gleichen Namens hier giebt. Ob die Obsidiane von den Abhängen des Puntas oder von entlegneren Punkten der Cordillere abstammen, wäre nur durch eine eingehende Untersuchung zu entscheiden gewesen, und dazu fehlte es wohl dem mit weiteren grossen Reiseplänen sich tragenden Forscher an der nöthigen Zeit. Der Fundort „Cerro del Quinche“ muss also gestrichen werden; die von A. von Humboldt gesammelten Obsidiane sind dem Guamaní zuzurechnen.

Auch der von G. vom Rath[1]) untersuchte Obsidian von „Oyacachi“ gehört, nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Dr. Th. Wolf, zu den Guamaní-Gesteinen. Oyacachi ist eine kleine, schon 1750 auf Maldonados Karte angegebene Indianersiedelung in einem der in die krystallinische Schieferformation eingeschnittenen Thäler an der Ostseite des Guamaní, von welch letzterem die Obsidianblöcke durch die Gewässer herabgeführt sind.

Als lehrreiches Beispiel eines durch Aufschüttung von Ausbruchsmassen aufgebauten vulkanischen Gebirges muss das südlich an die Guamaní-Kette sich anschliessende Antisana-Gebirge gelten, in welchem eine ganze Reihe von Formen in Erscheinung treten, durch deren Studium das Verständniss des inneren Baues vulkanischer Gebirge wesentlich gefördert und erleichtert wird.

Das **Antisana[2])-Gebirge** setzt sich aus zwei von einander unabhängigen Theilen

[1]) Zeitschrift d. deutschen geol. Gesell., 1875, S. 341 ff., Bemerkungen Wolfs in den Anm. ebenda. S. 341, u. in den Sitzungsb. der niederrheinischen Gesell. in Bonn, 1873, S. 230.

[2]) Antisana mag wohl die spanisch veränderte Form von Anti-suyu sein. Im Cuzco-Reich hiess die Ost-Provinz Anti-suyu; auf das Quito-Reich übertragen, fiel der Name dem im Osten der Hauptstadt sich er-

zusammen: aus dem Fussgebirge, welches als Fortsetzung des vom Pamba-marca gegen Süden sich erstreckenden Höhenzuges zu betrachten ist, und dem gewaltigen, mit ewigem Schnee und Eis bedeckten Antisana, der z. Th. dem Fussgebirge aufgesetzt erscheint.

Das Fussgebirge des Antisana[1]) wird im Norden begrenzt einerseits durch den am Nordabhang des Ñuñu-urcu verlaufenden Zufluss des Rio Chichi, andererseits durch den Rio Cachi-yacu, der ostwärts fliessend sich dem Rio de Papallacta zuwendet. Im Süden bildet der Rio Isco die Grenze gegen den Sincholagua, wie weiter ostwärts die Quebrada Ticoche-huaico die Lavaformation von den aus krystallinischen Schiefern bestehenden Cimarronas-Bergen trennt.

Mit ziemlich rasch ansteigenden Gehängen erhebt sich das Fussgebirge aus den Tuffflächen des Chillo-Thales (2800—3000 m); der schon erwähnte Ñuñu-urcu (3812 m) und der Achupallas (3780 m) bilden die ersten hervorragenden Höhen des Gebirges, das in seinen höchsten Kämmen, im Guachifilí (4518 m), Quinsha-rumi, Cachi-yacu-filo (4514 m), Urcu-cui (4457 m) und Tabla-rumi (4580 m), sich zu Höhen von 4500—4600 m erhebt. Der Westabhang ist von Thalrinnen durchfurcht, die in ihren Formen sowohl, als auch in der Tiefe, bis zu welcher sie in das Gebirge einschneiden, sehr verschieden starke Erosionswirkungen erkennen lassen, je nachdem sie ältere oder jüngere Ablagerungen durchschneiden oder durch neuere Lavaergüsse in ihrer Ausbildung gestört wurden. Da die Gehänge meist bewachsen sind, lässt sich schwer der innere Bau des Gebirges im Einzelnen studiren, unverkennbar aber treten überall die pseudo-parallelen, meist schwach geneigten Laven, von oft sehr bedeutender Mächtigkeit, hervor, begleitet von Agglomeratmassen und begrenzt durch Schlackenlager,

---

hebenden Gebirgslande zu. Anti = Anden, suyu = Land, District. Anti-suyu liesse sich also ebenso gut mit Anden-Land, wie mit Ost-Land übersetzen, entspricht also unserer heutigen Bezeichnung als Ost-Cordillere. Mit dem Einzug der Spanier geriethen die alten Bezeichnungen nach und nach in Vergessenheit, den Namen aber, den einst, in Erinnerung an ihr Ursprungsland, die Quechua-Indianer dem ganzen District beigelegt haben, trägt heute noch, in spanischer Abänderung, der höchste Gipfel des ursprünglich damit bezeichneten Gebirgszuges. Ueber die Namen der Provinzen des Inca-Reiches siehe: Inca Garcilaso de la Vega, Commentarios Reales I, lib. 1, Cap. XX; Markham, Contributions towards a Grammar and Dictionary of Quichua, 1864; Middendorf, Wörterbuch der Runa Simi oder der Keshua-Sprache, 1890.

[1]) Herr Dr. Stübel bezeichnet das Fussgebirge des Antisana als „Chacana" nach einem den höchsten Kämmen aufgesetzten Ausbruchspunkt; ich möchte, um Verwechselungen und Irrungen vorzubeugen, den oben vorgeschlagenen Namen beibehalten, da es mir nicht richtig erscheint, zwei ganz verschiedenen Dingen ein und denselben Namen beizulegen. Dazu kommt noch, dass die Formen des gewaltigen Fussgebirges keine Veranlassung zum Vergleich mit einer Treppe geben. Chacana = Treppe nach Markham l. c.; Chacana oder Chacana-urcu würde also als „Staffel" oder „Staffelberg" zu übersetzen sein. Zu welchen Irrungen die Stübel'sche Bezeichnung führt, zeigt die Arbeit des Herrn Dr. Wägler: Die geographische Verbreitung der Vulkane, Mitth. des Vereins für Erdkunde zu Leipzig, 1901, woselbst, S. 18 des Separatabdruckes, der Chacana als selbständiger Vulkan aufgeführt wird, wobei es zweifelhaft bleibt, ob der Autor den wirklichen Chacana oder den Stübel'schen Chacana meint. Es wäre ungefähr dasselbe, wollte man den gewaltigen Unterbau des Aetna als „Monte Rossi" oder „Monte Frumento" bezeichnen.

wie sie in den oberen und unteren Theilen der Lavaströme gewöhnlich auftreten. Sanjo-filo, Cachi-yacu-filo und deren Umgebung weisen schroffe Felswände auf, während andererseits langgestreckte, langsam abfallende, breite Rücken vorherrschen. Ein schönes Profil ist am Gipfel des Tabla-rumi aufgeschlossen; dort sieht man zu unterst eine schwarze Lava anstehen, von festen, z. Th. aus Bimsstein, z. Th. aus Aschen und Schlacken gebildeten Tuffschichten überlagert, auf welchen die etwa 100 Meter mächtige Gipfellava ruht. Der untere schlackige und poröse Theil dieser Lavabank geht nach oben in eine agglomeratartige Masse über, aus welcher die feste Lava in vertikal zerklüfteten Mauern aufragt, deren oberste Theile wieder schlackig und agglomeratartig ausgebildet sind.

Die höchsten Gipfel des Fussgebirges bilden die wild zerrissenen Felsen des Chacana, eines alten, grossen Ausbruchpunktes, welche einen tiefen Kraterkessel oder besser eine tiefe Caldera, den nach Nordost geöffneten Hondon de San Clemente, umschliessen. Der Grund des Hondons liegt 280 Meter unter dem Mirador del Chacana (4643 m), dem höchsten Gipfel des Chacana-Berges. Die einzelnen Gipfel des Chacana bestehen aus fester, vielfach zerklüfteter Lava, die schroff aus einem talusartig abfallenden Agglomerat aufsteigen und von grossen Schutthalden umgeben sind. Die schwarzen, oft durch Fumarolenthätigkeit zersetzten und ausgebleichten Andesite und Dacite lassen deutlich erkennen, dass die Lagen und Bänke, aus welchen der Berg aufgebaut ist, nach aussen, also von der Caldera weg, fallen.

Die Bäche des Fussgebirges entspringen zum Theil in cirkusartig erweiterten Thälern, zum Theil verlaufen sie auf schwach geneigten Flächen, zwischen abgerundeten Rücken; fast alle sind in ihren oberen Theilen sumpfig und schwer passirbar, fast alle ergiessen sich in Wasserfällen über steile Felsen nach dem Grunde der wenigen Flüsse, welche das Antisana-Gebiet entwässern. Wie beim Guamani, so bilden auch hier die höchsten Rücken die Wasserscheide zwischen Atlantischem und Stillem Ocean.

Ganz anders wie die Westseite des Fussgebirges, welches sich im Grossen und Ganzen als ein flach gewölbter Dom mit aufgesetzten Felszacken darstellt, gestaltet sich dessen Ostseite: hier stauten sich seine Laven an den Schieferbergen an, deren Abhänge sie weithin gegen Osten überdeckten. Heute erhebt sich hier, durch neue Ausbrüche aufgebaut, z. Th. dem vulkanischen Fussgebirge, z. Th. wohl den krystallinischen Schiefern aufgesetzt, der 5756 m hohe Antisana, als breiter, mächtiger, zum grössten Theil mit Schnee und Eis bedeckter Kegel. Seine Ausbruchsmassen haben sich am Ostabhang des Fussgebirges aufgestaut, so dass zwischen dem Kamm des Fussgebirges und dem Fuss des Antisana-Kegels eine breite Hochfläche entstanden ist, aus welcher einzelne Ausbruchsberge hervorragen. Sowohl die nach Süd, wie die nach Nord von dieser Hoch-

fläche abfliessenden Gewässer wenden sich dem Atlantischen Ocean zu. Die Hochfläche, deren Scheitelpunkt mehr als 4300 m. erreicht, ist zum grossen Theil sumpfig, durch die überall sich stauenden Wasser, zum Theil, so namentlich am Fuss des Antisana, durch vulkanische Schuttmassen und Gletscherschutt überdeckt.[1]) Unter den mancherlei Hügeln und Rücken, welche aus der Hochfläche emporragen, erregt besonders der Chusa-lungo unsere Aufmerksamkeit. Wie ein kleiner Mondkrater stellt sich der aus gewaltigen Andesitmassen aufgebaute ringförmige Wall des Berges dar, dessen höchster Gipfel, der Chusa-lungo grande (4720 m), sich 370 m über den Boden der umwallten Einsenkung erhebt. Am Chusa-lungo chiquito steht eine schwarze Lava an, am Südgipfel der Westumwallung findet sich ein hellblauer, schiefriger Andesit, der in den höheren Theilen oft schlackig ausgebildet ist; ebenso sind die Gesteine des Chusa-lungo grande schiefrig und plattig entwickelt. Die Platten stehen häufig senkrecht, öfters auch sind die dickeren und dünneren schiefrigen Partien in Vertikalstreifen angeordnet, und dann scheint die Schieferung, welche die einzelnen Theile durchsetzt, horizontal zu verlaufen. Am äusseren Abhang des Chusa-lungo tritt häufig Agglomerat auf, aus welchem die schwarzen Laven hervorragen. Im Ganzen macht der Chusa-lungo den Eindruck eines alten, schon stark zerstörten Ausbruchsberges.

Gegen Norden senkt sich die zwischen den Kämmen des Fussgebirges und den Abhängen des Antisana ausgebreitete, zum grossen Theil aus Daciten bestehende Hochfläche gegen die der krystallinischen Schieferformation angehörenden Rücken, welche rasch nach dem tief eingeschnittenen Thale von Papallacta abfallen. Am Fuss der Media-luna (4270 m) liegt tief unten im Thal das Indianer-Dorf Papallacta in 3159 m Meereshöhe. Und wie gegen Norden und Nordwesten, so fällt auch gegen Süden das aus Andesiten und Daciten aufgebaute Hochland allmälig ab, bis am Rio Tinajillos und den Cimarronas-Bergen die krystallinischen Formationen zu Tage treten. Auch auf der Südseite ragen vielfach aus Laven aufgebaute Rücken über die Fläche hervor, oft intercolline Räume erzeugend, in welchen hier, wie dort, die Gewässer zu Seen sich angesammelt haben. Der grösste dieser Seen ist die Mica-cocha in 3951 m Höhe.

Es sind andesitische und dacitische Gesteine, welche das Fussgebirge zusammensetzen, um so mehr fällt ein breiter, nach allen Seiten steil abfallender Rücken auf, der vom Urcu-cui (4457 m) nach Barbon-pata am Rio Isco (3674 m) herabzieht und dort in einer etwa 50 Meter hohen Felswand aufgeschlossen ist. Es ist dies ein mächtiger Liparitstrom, ganz in derselben Weise ausgebildet wie die Ströme am Guamaní, so dass der Gedanke sich aufdrängt, es sei dieser Rücken eine, von den Laven des

[1]) Siehe auch: Th. Wolf, Z. d. d. g. G., 1875, Seite 297, 298.

Antisana-Fussgebirges umflossene, z. Th. auch begrabene Fortsetzung der Guamanformation, deren weiterer Verlauf in den tiefsten Schluchten der Südwestseite des Cotopaxi sich verfolgen lässt, zu der vielleicht auch die noch weiter südlich gelegenen Bimssteinmassen von San Felipe bei Latacunga gehören.

Wir haben zwei grössere Ausbruchspunkte mit calderaartig erweiterten Kratern im Fussgebirge des Antisana kennen gelernt, den Chacana und den Chusa-lungo. Beide aber sind keine Aschen- oder Schlackenkegel, wie wir sie sonst an den Ausbruchspunkten zu sehen gewöhnt sind; beide setzen sich aus festen Lavenmassen zusammen, zwischen welchen nur untergeordnet Schlackenagglomerate auftreten. Es bilden diese von losen Auswurfsmassen fast freien Kegel ein Zwischenglied zwischen den Schlacken- und Aschenkegeln einerseits und den weiter unten zu beschreibenden Lavakegeln.

Oestlich von den höchsten Kämmen des Fussgebirges ist der **Antisana** (5756 m)[1]) den Ostabhängen des Fussgebirges und auch wohl direkt der alten, aus krystallinischen Schiefern bestehenden Cordillere aufgesetzt. Es ist ein von Nord nach Süd gestrecktes Gebirge, das trotzig über seine Umgebung aufragt. Gegen Westen bedeckt sein Fuss den Ostabhang des Fussgebirges (etwa 4300 m); gegen Osten ziehen seine Laven hinab in die Thäler des alten Schiefergebirges. Der östlichste Punkt, welchen ich an dem Südfusse des Berges erreicht habe, die Vereinigung der Quebrada Azufre chiquito mit der Quebrada Chulcu-pallana, wurde zu 3480 m Meereshöhe gemessen. Es ist schwer, den Südfuss des Berges genau zu bestimmen, doch darf man ihn dort wohl auf etwa 4000—4300 Meter Höhe setzen, während ältere, dem Fussgebirge angehörige, oft dacitische Laven auch hier weit tiefer in die Thäler der Schieferformation hinabreichen; auf der Nordseite ruht der Antisana auf dem etwa 4200 Meter hohen Rücken der Berge von Medialuna (4270 m), die aus hellen, z. Th. zersetzten Andesiten und Daciten bestehen.

Von allen Seiten, aus der Ferne, wie aus der Nähe, bietet der Alles überragende Schneegipfel einen grossartigen Anblick, aber erst wenn man das Fussgebirge erstiegen hat, kann man den gewaltigen Eruptionsberg ganz übersehen. Erscheint der Antisana schon von Westen her als ein etwa 1700 Meter hoher, fast ganz mit Schnee und Eis bedeckter breiter Felskegel, an dessen Seiten nur hie und da aus der bis 4700 und 4600 m herabreichenden Eisbedeckung einzelne, meist unzugängliche Felszacken hervorragen, dessen Fuss mit Gletscherschutt völlig überdeckt ist, so zeigt er sich doch erst

[1]) Für die Höhe des Antisana besitzen wir die folgenden Angaben:

Bouguer, La Figure de la Terre, 1749, p. 124	5847 m trig.
de la Condamine, Mesure des trois premiers degrés, 1751, p. 56	5886 m trig.
v. Humboldt, Recueil d'observations astron., 1810, I, p. 309, No. 190	5833 m trig.
Reiss, Alturas tomadas en la Rep. del Ecuador, 1873, p. 17	5756 m trig.
Whymper, Travels amongst the Great Andes, 1892, p. 400, Nr. 35	5893 m barom.

von Osten und Südosten in seiner ganzen Pracht. Man überblickt, von den Cimarronas de S. Joaquin (3957 m), den ganzen Berg von seinen in der Quebrada Chulcu-pallana (3480 m) der Schieferformation aufgelagerten Laven bis zu den höchsten Gipfeln; er präsentirt sich von hier in einer relativen Höhe von etwa 2300 Meter, bei einer horizontalen Entfernung von nur 6 Kilometern.[1])

Ein schroff eingesenkter, im Verhältniss zur Masse des Berges kleiner, von über 1000 Meter hohen Felswänden umgebener Krater öffnet sich gegen Südost, dessen durch Fumarolenthätigkeit angesäuerte Gletscherwasser durch einen engen Barranco, durch die Quebrada de Azufre grande, der Quebrada Chulcu-pallana zugeführt werden. Der höchste Gipfel, eine flache, die Nordwestecke des breit abgestumpften Berges bildende Schneekuppe, ist vom Kraterrand gegen Westen abgerückt. Gewaltige Schnee- und Eismassen ziehen von allen Seiten herab, z. Th. in mächtige Gletscher auslaufend, die sowohl den Grund des Kraters, als auch die Aussenabhänge bedecken. Aus dem Krater dringen die in seinem Grund sich vereinigenden Gletscher durch den engen Barranco bis 4216 m vor. Die breite nordwestliche Gipfelkuppe des Berges ist durch einen scharf ausgezackten Theil des Kraterrandes mit einem etwas weniger hohen Gipfel verbunden, welcher die Südwestecke des Berges bildet. Der Krater hat ungefähr die Form eines von Kreissegmenten begrenzten Dreiecks, dessen Spitze in die Quebrada de Azufre grande ausläuft. Der grösste Durchmesser, am oberen Rande gemessen, beträgt etwa 1800 Meter, die Entfernung vom oberen Rande der Kraterrückwand bis zum unteren Ende des Kratergletschers, also bis etwas unterhalb des Kratergrundes, wurde zu 1400 Meter bestimmt.[2]) Zu beiden Seiten der tiefen Kratereinsenkung zieht eine Reihe von Thälern von den Gletscherenden herab, oben schroff und eng, von Felsen begrenzt, in welchen schwarze, nicht sehr mächtige Laven oder weisse, von Fumarolen zersetzte Gesteine anstehen. Tiefer am Abhang verbreitern sich die Thäler zu muldenartigen Vertiefungen (Hondon), nach welchen die Bäche in mehreren hundert Metern hohen Fällen über steile

[1]) Der etwa 1300 m hohe Vesuvgipfel liegt ungefähr 6,5 Kilometer von der Meeresküste entfernt. Um von Torre del Greco aus den gleichen Anblick zu gewähren, wie der Antisana von den Cimarronas, müsste der Vesuv um 1000 m erhöht gedacht werden.

[2]) Herr Whymper, der den Gipfel des Antisana, in dichte Nebel gehüllt, erreichte, konnte von seinem Standpunkte aus wohl die nach dem Kratergrund hinabziehenden Schnee- und Eismassen übersehen, aber keinen Einblick in den Krater gewinnen. Whymper: Travels amongst the Great Andes of the Equator, 1892, p. 197. — Herr Dr. Wolf (Geografia y Geologia del Ecuador, 1892, p. 356) und Herr Dr. Stübel (Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, p. 139 u. 140, Anm.) nehmen, auf die Aussage eines alten Indianers hin, an, dass Don Márcos Jiménez de la Espada den Antisana bereits eine Reihe von Jahren vor Herrn Whymper erstiegen habe. Nun ist aber doch hervorzuheben, dass der Führer der spanischen Expedition in seinem an die Regierung erstatteten Bericht (Almagro: Breve descripcion de los Viajes hechos en América, 1866) mit keinem Worte dieser Besteigung des Antisana gedenkt. Die spanischen Gelehrten hielten sich Ende 1864 und Anfang 1865 in Ecuador auf.

Felswände hinabstürzen. Gegen die Quebrada Chulcu-pallana sind die meisten der Thäler abermals tief, schluchtenartig eingeschnitten, so dass dort ein Abstieg nur schwer auszuführen ist. Die anstehenden Laven sind oft stark schlackig und durch breccienartige Zwischenlager von einander getrennt; an einem der hohen Wasserfälle, in welchen die Gewässer aus den oberen Theilen nach den erwähnten Mulden herabstürzen, wurden zwei mächtige Lavabänke mit Schlacken- oder Breccienzwischenlagern beobachtet, welche von einer grösseren Zahl dünner Lavaströme überlagert werden. Die Namen der Quebradas „Azufre Grande" und „Azufre chiquito" weisen auf Fumarolenthätigkeit hin; ihr Wasser ist sauer und ungeniessbar, die anstehenden Gesteine vielfach zersetzt und mit Eisenkies imprägnirt.

Die Süd- und Südsüdostseite des Antisana ist furchtbar steil; von den südlichen Gipfelfelsen reicht eine nahezu senkrechte Wand herab bis zu San Simon-machaicuchu (4444 m). Die fast schneefreie Wand besteht zu Dreivierteln ihrer Höhe aus ziemlich feingeschichtetem, steil nach aussen fallendem Schlackenagglomerat, unter welchem, auf dem Rücken zwischen San Simon und Corral-cuchu (4540 m), eine mächtige Lava hervortritt. In San Simon finden sich grosse Mengen schwarzer Schlacken neben hellen, dichten Andesiten.

Der Antisana gehört zu den in historischer Zeit thätigen Vulkanen Ecuadors. Es wird von den französischen Akademikern ein Ausbruch aus dem Jahre 1590 erwähnt; nach A. v. Humboldt[1]) soll um 1728 eine Eruption stattgefunden haben, und derselbe Gelehrte berichtet, dass an der nordnordöstlichen Ecke des Gipfels im Frühjahr 1801 eine schwarze Rauchsäule aufgestiegen sei.

Der ganze hier betrachtete Gebirgstheil setzt sich, wie wir gesehen haben, aus zwei Theilen zusammen: aus dem aus Andesiten, Daciten und Lipariten aufgebauten Antisana-Fussgebirge, welches der hauptsächlich aus krystallinischen Schiefern bestehenden alten Ostcordillere vor- und nur z. Th. aufgelagert ist, und dem weiter ostwärts dem Schiefergebirge aufgesetzten Antisana, dessen Laven ausschliesslich Pyroxen-Andesite aufweisen. Während nun aber im Antisana mächtige Schlackenablagerungen auftreten, scheinen diese im Fussgebirge fast ganz zu fehlen. Dafür finden sich hier mächtige Lavamassen, welche sich auf keine bestimmten Ausbruchspunkte zurückführen lassen, ganz so wie dies auch am Guamaní der Fall war. Wie solche Lavaberge gebildet werden können, darüber geben uns die neuen Ausbrüche Aufschluss, welche am Antisana und an seinem Fussgebirge bis in die historische Zeit stattgefunden haben. Wir wollen

[1]) Kosmos IV, S. 361.

uns nun diesen neuen Ausbrüchen zuwenden, indem wir mit der Betrachtung der Lavaströme des Antisana beginnen und darauf die des Fussgebirges folgen lassen.

Die neuen Lavaströme des Antisana. An der West- und Nordwestseite des Antisana tritt eine Reihe von Lavaströmen auf, die ganz frisch erscheinen und alle Zeichen des Fliessens noch deutlich erkennen lassen. Alle sind in ihrem oberen Theil durch Schnee und Gletschermassen überdeckt, so dass ihre Ausbruchspunkte nicht nachgewiesen werden können; alle sind dadurch ausgezeichnet, dass sie trotz der steilen Neigung der Abhänge als mächtig aufgestaute Massen erstarrten, die selbst in dem grossartigen Gebirgsbilde, welches der Antisana und seine Umgebung bieten, die Aufmerksamkeit des Beschauers erregen.

Der südlichste dieser Lavaergüsse, am Südende der Westseite des Berges gelegen, ist der Sara-huazi-volcan, dessen schwarzes Gestein im unteren Theil schon ziemlich stark bewachsen ist. Der Lavastrom endigt in steilen Abstürzen bei Inca-pirca in 4177 m Höhe; er lässt sich aufwärts bis zu 4714 m Höhe verfolgen, woselbst ein mächtiger Gletscher sein oberes Ende überdeckt und die weitere Untersuchung verhindert. Der gewaltige Lavastrom ist in mehrere Arme zertheilt, die in verschiedenen Einsenkungen des Abhanges herabgeflossen sind; manchmal aber vereinigen sich die Stromarme wieder, indem sie, sich aufstauend, die niederen Scheidewände der Einsenkungen überschreiten. In ihrem unteren Theile besteht die Lava aus einem dichten, graublauen, oft schiefrig abgesonderten Gestein, das in rothe Schlacken übergeht; höher hinauf treten feste, obsidianartige Gesteinsbrocken, Bimssteine und schwarze Schlacken auf, die gegen das obere Ende des Stromes mehr und mehr zunehmen, so dass sie bald den ganzen Abhang bedecken. Zwischen diesen Schlacken finden sich prachtvolle Bomben von 1 Meter Durchmesser und mehr. Eine mächtig aufgestaute Lavawulst erhebt sich grade da, wo die Gletscherhalde den Strom überdeckt. Hier ganz nahe muss der Ausbruchspunkt zu suchen sein, denn zu Seiten des Stromes ist alles mit Lapilli und Bimsstein bedeckt. Namentlich bilden die kleinen gelben Bimssteinstückchen ganze Schichten am Abhang; von ihnen hat der Ausbruch seinen Namen, der Maishaus oder Maisberg bedeutet, erhalten. Ein Arm der sonst mächtigen Lava bildet eine nur etwa $2^1/_2$ Meter dicke Decke, deren obere und untere Flächen porös-schlackig ausgebildet sind. Der Sara-huazi-Strom ist ausgezeichnet durch das häufige Vorkommen grob-krystallinischer Stücke, die sich wohl als Ausscheidungen deuten lassen. Wahrscheinlich hat der Strom einen Arm gegen Norden entsandt, welcher, gegen Südwest umbiegend, bis zum Hato del Antisana reicht. Ein Theil dieses Stromarmes wird von Gletscherschutt bedeckt, so dass Zweifel über die Richtigkeit dieser Auffassung bestehen bleiben. Die Lava besteht, nach den Untersuchungen des Herrn Dr. Elich, aus Pyroxen-Andesit.

Nahe dem Hato del Antisana (4073 m), dem Hause, in welchem schon Alexander v. Humboldt gewohnt hat, endigt der Guagra-ia-lina-volcan, von v. Humboldt als Volcan de la Hacienda bezeichnet, einer der bedeutendsten neuen Lavaströme des Antisana. Man kann den Strom bis in die Gletscherhalden, ja bis zu den Gletschern (4670 m) verfolgen, ohne Anzeichen zu finden, welche auf die Nähe des Ausbruchspunktes gedeutet werden könnten: der Strom muss also höher am Abhang des Antisana seinen Ursprung nehmen. Die oft 40—50 Meter mächtige Lava weist noch alle Zeichen des Fliessens auf: mit wilden Schlacken ist die Oberfläche bedeckt, wie auch die hohen Seitenabhänge und der Endabsturz ein ganz frisches Aussehen bewahren. Die Lava hat sich breit und mächtig auf der Hochfläche am Fusse des Antisana ausgebreitet. Mir hat es, wie schon bei der Beschreibung des Sara-huazi-volcans bemerkt, oft scheinen wollen, als müsse die Hauptmasse dieser Lava vom Sara-huazi-volcan stammen, gegen dessen Nordarm die Guagra-ia-lina-Lava sich in 4300 m Höhe aufgestaut habe; dann müsste der dem Hato del Antisana zunächst gelegene Theil vom Sara-huazi stammen, und dieser würde dann den grössten, 4—5 Kilometer langen Lavastrom des Antisana erzeugt haben. In dem mittleren Theil seiner Längserstreckung weist der Strom eine tiefe, von höheren Seitenwülsten begrenzte Rinne auf, ganz so, wie dies sogleich beim Yana-volcan erwähnt werden soll. Auch dieser Lavastrom wird von einem Pyroxen-Andesit gebildet.

Nördlich vom Guagra-ia-lina-volcan kommt in 5053 m Höhe die Lava des Yana-volcan aus der Eisbedeckung der Westseite des Antisana hervor und zieht wie eine Mauer an dem steilen Abhang bis 4604 m herab, ohne jedoch die Hochfläche am Westfuss des Antisana zu erreichen. Der Strom, in seinem oberen Theil kaum 150 Meter breit, erfüllt eine kleine Schlucht und breitet sich nach Austritt aus derselben zu etwa 300 Meter Breite aus. Die Lava erscheint ganz frisch und schwarz, enthält viele Einschlüsse, unter welchen auch Quarzstücke auftreten. Auf dem steilen Gehänge, im oberen Theil seines Laufes, sind von dem etwa 50—60 Meter mächtigen Strome nur die Seitenwälle stehen geblieben, während der mittlere Theil der Lavamasse ausgeflossen ist, so dass eine tiefe Rinne sich gebildet hat, wie dies ähnlich auch am Guagra-ia-lina-volcan beobachtet werden kann. Pyroxen-Andesit.

Der nördlichste der neuen Lavaströme des Antisana, der Mauca-machai-volcan, kommt in 4800 m Höhe aus dem Eis- und Schneemantel des Berges hervor. In zwei Arme getheilt, zieht die Lava am Abhang herab, in Aussehen und Verhalten ganz den schon beschriebenen Strömen gleichend. Der längere, auf der Hochfläche sich ausbreitende Arm zieht bis zu 4258 m Meereshöhe herab. Ebenfalls Pyroxen-Andesit.

Ob noch weitere Ausbrüche am Antisana stattgefunden haben, kann ich nicht

mit Sicherheit entscheiden, da ich die Nordostabhänge des Berges, von Media-luna bis Quebrada Azufre grande, wohl von verschiedenen Punkten übersehen, aber nicht begangen habe. Die Hirten vom Hato del Antisana wissen von keinem „Volcan“ auf der östlichen Seite des Berges, auch scheint mir der Anschein nicht dafür zu sprechen, dass weitere Ausbrüche dort vorkommen.

A. v. Humboldt hat die Natur dieser Lavaströme richtig erkannt und deren Eigenthümlichkeiten treffend hervorgehoben: „Zwei Steinwälle, schmale, mauerförmige Erhöhungen, welche ich auf dem von mir aufgenommenen Situationsplane vom Antisana als coulées de laves bezeichnet habe, und welche die Eingeborenen Volcan de la Hacienda und Yana Volcan (yana bedeutet schwarz oder braun in der Qqnechhua-Sprache) nennen, gehen bandförmig aus von dem Fuss des Vulkans am unteren Rande der ewigen Schneegrenze vom südwestlichen und nördlichen Abhange, und erstrecken sich, wie es scheint, mit sehr mässigem Gefälle, in der Richtung von NO—SW über 2000 Toisen weit in die Ebene hinein. Sie haben bei sehr geringer Breite wohl eine Höhe von 180 bis 200 Fuss über dem Boden der Llanos de la Hacienda, de Santa Lucia und del Cuvillan. Ihre Abhänge sind überall sehr schroff und steil, selbst an den Endpunkten. Sie bestehen in ihrem jetzigen Zustande aus schaligen, meist scharfkantigen Felstrümmern eines schwarzen basaltischen Gesteins . . . .“ [1])

Allem Anschein nach hat A. v. Humboldt den Yana-volcan mit dem oben beschriebenen Mauca-machai-volcan verwechselt. Sowohl die Lage am „nördlichen Abhang“ als auch die Ausdehnung des Stromes in dem Hochland am Fusse des Antisana passen für den Mauca-machai-volcan, aber keineswegs für den Yana-volcan. Letztere Lava würde an der Stelle zu suchen sein, an welcher auf Humboldts Karte ein Vorsprung am Fuss des Berges gezeichnet ist und die Höhle, Cueva de Antisana, sich befinden soll.

Die neuen Lavaströme des Fussgebirges. Wie am Antisana, so haben auch am Fussgebirge des Antisana neue Ausbrüche stattgefunden, deren Laven sich in die Thäler der alten Andesitberge, ja selbst bis in die Thäler der krystallinischen Schieferberge ergossen haben. Drei solcher Ausbrüche sind bis jetzt bekannt: Der Volcan de Potrerillos oder Volcan de Papallacta, der Volcan de Cuscungu und die Reventazon (Ausbruch) de Antisanilla, welch' letztere von Humboldt als Volcan d'Ansango bezeichnet wurde.

Im mittleren Theil der aus dem Hondon des Chacana kommenden Quebrada de San Clemente, die hier schon tief eingegraben und von hohen, steilen, mit Gras

[1]) Kosmos IV, S. 355, 356.

bewachsenen Wänden begrenzt ist, fand der Ausbruch des Volcan de Potrerillos statt, dessen Lavastrom bis in das Thal von Papallacta sich ergoss und dort, nahe oberhalb des Ortes Papallacta, durch welches der Weg von Quito nach dem Rio Napo führt, sein Ende erreicht.[1])

Das linke Gehänge des nach Nordost hinabziehenden San Clemente-Thales, aus hellen Daciten bestehend, erhebt sich bei der als Potrerillos (kleiner Weideplatz) bekannten Stelle in einem vorspringenden Hügel zu 4104 m Höhe. Am Abhang dieses Hügels brach, in 3947 m, eine zähflüssige Lava hervor. Keine Schlacken, keine Aschen, keine Bomben sind hier zu finden: Die Lava häufte sich über ihrem Austrittspunkt zu einer Kuppe an, deren halb erkaltete Massen durch die nachquellende Lava auseinander geschoben wurden, so dass sie eine ringförmige Umwallung bilden, ganz so, wie dies im Jahre 1866 am Georgios auf Santorin der Fall[2]) war. Viermal muss sich dieser Vorgang bei der Potrerillos-Reventazon wiederholt haben; denn vier Wülste oder Absätze, wie die plumpe Nachahmung der Sitzreihen eines Amphitheaters, sind an dem Innenabsturz der Umwallung zu erkennen. Der Cirkus, von welchem die dem alten Bergrücken sich anlehnende Hälfte erhalten ist, wird durch vielfach zerklüftete Lava gebildet. Die grossen Blöcke haben eine schlackige Oberfläche, während ihre inneren Theile schwarz, fast glasig erscheinen. In der Mitte des Cirkus, von diesem durch eine sichelförmige, etwa 20—30 Meter tiefe Einsenkung getrennt, erheben sich mächtige, zerklüftete Lavafelsen, fast ohne jede Schlackenbildung, die ringsum steil abstürzen und an deren dem Thal zugekehrtem Fuss die Lavamasse sich stromartig, thalabwärts auszudehnen beginnt, in Spitzen, Zacken und schroffe Mauern zerrissen.

Wir haben also eine halbmondförmige Umwallung mit einer centralen Kuppe, von deren Fuss aus die Lavaströme beginnen. Aber dieser scheinbar nach dem Muster von Somma und Vesuv gebildete Hügel besteht nicht aus übereinander gelagerten Schichten von losem Auswurfsmaterial und festen Laven, er wird vielmehr von ein und derselben compakten Lavamasse aufgebaut, die, zähflüssig emporquellend, die schon halb erstarrten Theile zu den beschriebenen Formen auseinander schob. Es ist ein Methana[3]) im

---

[1]) Ich muss hier einen Irrthum berichtigen, der sich, durch mein Verschulden, in die Literatur eingeschlichen hat: Seite 52 des ersten Bandes der Paläontologischen Abhandlungen, herausgegeben von W. Dames und E. Kayser (Seite 14 des Separatabdruckes), steht in der geologischen Einleitung zu der paläontologischen Arbeit des Herrn Branco „Ueber eine fossile Säugethierfauna von Punin bei Riobamba in Ecuador" das Folgende: „Ja, der Antisana bildet ein Beispiel hierfür, indem der im Jahre 1793 ergossene Lavastrom an seinem unteren Ende auf Glimmerschiefer ruht." Statt Antisana muss es Tunguragua heissen.

[2]) Reiss, W. und A. Stübel: Geschichte und Beschreibung der vulkanischen Ausbrüche bei Santorin, 1868, S. 138—141.

[3]) Reiss, W. und A. Stübel: Ausflug nach den vulkanischen Gebirgen von Aegina und Methana, 1867, S. 23—28.

Kleinen. Klein, merkwürdig klein sind alle Verhältnisse an diesem Ausbruch, der einem langen und mächtigen Lavastrom als Austrittspunkt diente. Der Cirkus hat einen Durchmesser von etwa 300 Meter, sein Kamm erhebt sich etwa 20 Meter über den Grund des flachen Absatzes im alten Gestein, auf welchem der Ausbruch stattfand; der halbmondförmige Ring ist, wie schon gesagt, etwa 20—30 Meter tief und der Centralkegel etwa 40 Meter hoch.

In drei Arme getheilt, stürzt die Lava an dem steilen Gehänge hinab nach dem etwa 330 Meter tiefer liegenden Thalgrund. Der südlichste, also der thalaufwärts gelegene Arm breitet sich im Thal weit aus, den ganzen Wasserlauf absperrend, so dass oberhalb der Lava ein, Volcan-cocha genannter See entstanden ist, der, je nach der Jahreszeit, an Ausdehnung zu- oder abnimmt. Thalabwärts hat sich dieser Theil der Lava nicht weiter ausgedehnt, wie er denn auch in keiner Verbindung mit der Hauptmasse des Stromes steht. Diese zieht, wenig nordwärts von dem eben beschriebenen Stromtheil, in zwei sich bald wieder vereinigende Arme getrennt, in den Thalgrund hinab, folgt diesem, an Breite und Mächtigkeit zunehmend, nach abwärts. Anfangs ist nur die Bachrinne mit Lava bedeckt, dann aber quillt die auf dem flacheren Gehänge sich stauende Lava nach beiden Seiten über die Bachrinne hinaus und nimmt den ganzen Thalgrund ein. Die Mächtigkeit der Lava ist schwer zu schätzen, doch glaube ich der Wahrheit ziemlich nahe zu kommen, wenn ich dieselbe im oberen Theil zu etwa 50 und weiter thalabwärts zu 100—150 Meter annehme. Wie am oberen Ende der Lava, so haben sich auch längs ihres Verlaufes dort kleine Seen gebildet, wo die Seitenbäche in das jetzt mit Lava erfüllte Hauptthal einmünden. Die Lava ist fast gar nicht bewachsen, nur Moos und kleine Pflanzen gedeihen darauf, um so auffallender hebt sich die dunkle Masse von den grünen, mit Vegetation bedeckten Thalgehängen ab. Die Lava zieht im Grund des Thales mehrere Kilometer weit gegen Nordosten, tritt dann in das den Strom unter fast rechtem Winkel kreuzende, in das alte Schiefergebirge eingesenkte Papallacta-Thal, nimmt die ganze Breite desselben ein und erstreckt sich in einzelnen vorgeschobenen Armen bis nahe zum Orte Papallacta. Durch die hier wohl 60—80 Meter mächtige Lava wird der Fluss zu dem, Cocha de Papallacta genannten See (3346 m) aufgestaut. Hier an ihrem unteren Ende ist die Lava schon ziemlich stark mit Vegetation bedeckt, bietet aber noch immer ein Bild wilder Zerstörung. Die Oberfläche, mit grossen, selten schlackig ausgebildeten Blöcken bedeckt, lässt deutlich erkennen, dass die Lava in mehrere Arme getheilt aus dem in höherem Niveau fliessenden Seitenthal herabkam. Oft sind hier, wie auch schon im mittleren Theil der Stromlänge, einzelne Streifen mit kleinen Steinen bedeckt, die wie Wege auf der sonst rauhen Oberfläche erscheinen. Das sind die geröllartig aussehenden Stücke, welche von den bei der Fortbewegung der Lava

sich aneinander reibenden und stossenden Blöcken der Stromoberfläche abgebröckelt und zerrieben wurden. Der Rio Papallacta sucht seinen Weg z. Th. an der Nordseite der Lava, zwischen dieser und dem alten Thalgehänge, z. Th. sickert sein Wasser unter der neuen Lava durch und tritt an ihrem unteren Ende als brausender Fluss wieder hervor. Der Lavastrom zieht von der Cocha de Papallacta noch eine gute Strecke thalabwärts, leider habe ich versäumt, die Höhe zu messen, in welcher der Strom sein Ende erreicht, doch dürfte dieser Punkt etwa 200 m tiefer liegen, als die genannte Cocha, also etwa in 3150 m. In 3947 m tritt die Lava bei Potrerillos zu Tage, in etwa 3100 m erreicht sie bei Papallacta ihr Ende, das entspricht einer Höhendifferenz von etwa 850 Meter, von welcher 330 Meter auf den steilen Absturz vom Ausbruchspunkt nach dem Thalgrund und der Rest, also etwa 520 Meter, auf den etwa 6 Kilometer langen, im Thal verlaufenden Theil des Stromes kommen. Diese neue Lava dringt aus den Lavabergen des Fussgebirges in die Thäler der alten, aus krystallinischen Schiefern etc. bestehenden Cordillere vor. Wie ein mächtiger Damm, mit steil abgeböschten Seitenwänden, zieht der Strom in der Mitte des San Clemente-Thales herab, und ebenso mächtig aufgestaut erscheint er im Papallacta-Thal. Die äusseren Lavatheile sind schwarz, verhältnissmässig selten schlackig ausgebildet, wo man aber in Spalten und Rissen oder an zerborstenen Blöcken das Innere sehen kann, zeigt sich ein grauer, oft schiefrig abgesonderter Pyroxen-Andesit.

Die Potrerillos-Lava wurde zuerst von Don Manuel de Almagro[1]) erwähnt, der, wie später James Orton,[2]) das untere Ende des Stromes, auf seiner Reise von Quito nach dem Napo und Amazonas, kennen lernte. Almagro hält den See von Papallacta für den Krater, aus welchem die Lava hervorgebrochen sei; Orton erkannte richtig die Natur des Stromes, sowie seine Zugehörigkeit zum Antisana-Fussgebirge.

Im Centrum des Fussgebirges, nahe seinen höchsten Gipfeln, hat ein kleiner, in seinen allgemeinen Verhältnissen dem Potrerillos-volcan entsprechender Ausbruch stattgefunden. Es ist der Volcan oder die **Reventazon de Cuscungu.** Die am Westabhang des Tabla-rumi (4580 m) in etwa 4350 m Höhe ausgebrochene Lava ergoss sich, als mächtiger, mauerartig aufragender Strom, thalabwärts gegen den Nordfuss der Hatuc-loma. Der Strom ist sehr kurz, in gewaltige Felspfeiler zerspalten, die, namentlich am unteren Ende der steil endigenden Lava, dadurch ein eigenthümliches Ansehen erhalten, dass ihre Kanten abgerundet erscheinen. Dies hat wohl seinen Grund in der Natur der Lava, einem blauen, kokkolithartig abgesonderten Amphibol-Pyroxen-Andesit, von welchem Blöcke bis auf die Loma de Urcu-cui geschleudert wurden. An ihrem unteren Ende ist

[1]) Breve Descripcion de los Viajes hechos en América, 1866, p. 97.
[2]) Am. J. of Sc. 47, 1869, p. 247.

die Lava zu einer Mächtigkeit von 50—60 Meter Höhe aufgestaut, so dass ihr oberer Rand fast in gleicher Höhe mit dem am Abhang befindlichen Ausbruchspunkt gelegen ist. Kein Schlacken- oder Aschenkegel bezeichnet den Ausbruchspunkt, nur die Anordnung der festen, mit Blöcken bedeckten Lavamasse lässt hier, wie am Potrerillos-volcan, den Austrittspunkt der zähflüssigen Lava erkennen.

Der Hato Antisanilla liegt auf dem vom Cachi-yacu-filo, also von einem der höchsten, centralen Theile des Fussgebirges, gegen Südwest herabziehenden, das Thal von Turi-ucu auf seiner rechten Seite begrenzenden Rücken, der Puma-loma, dicht am Rand einer neuen Lava, welche hier in einem mächtigen Wulste dem Terrain aufgesetzt erscheint. Nach dem Hato führt jetzt der Lavastrom seinen Namen: Reventazon oder Volcan de Antisanilla. Humboldt nennt und beschreibt den Ausbruch als Volcan d'Ansango, ein Name, der gegenwärtig nicht mehr gebräuchlich ist. Der Ausbruch fand am westlichen Abhang der Puma-loma statt, an dem, Hornillos (kleine Oefen) genannten Punkte. Die Abhänge der Puma-loma sind gegen das Reventazonthal im unteren und oberen Theile steil und schroff, im mittleren Theil des Thales aber sanft und breit abgedacht. Hier sind, augenscheinlich durch vulkanische Explosionen, zwei halbkreisförmige Einsenkungen oder Einbuchtungen in der Wand der Puma-loma erzeugt worden, welche nach Norden, also nach dem Reventazonthale zu, sich öffnen. Die thalabwärts gelegene der beiden Einbuchtungen ist nahe dem Thalboden entstanden; die obere greift weiter in die alte Loma ein, hat somit auch eine höhere Umwallung. Der obere Rand derselben wurde zu 4249 m absoluter Höhe bestimmt. Die fast senkrechten Wände der Einbuchtungen, welche so steil sind, dass nur von Westen, also von der Thalseite her, ein Eindringen möglich ist, haben in einem schönen Aufschluss den inneren Bau der Puma-loma blos gelegt, die in ihrem thalaufwärts gelegenen Theil aus übereinander gelagerten Laven sich aufbaut, hier aber eine mächtige Agglomeratmasse als Unterlage eines wulstförmigen, senkrecht zerklüfteten, oft schiefrig abgesonderten Andesitstromes aufweist, an welchen gelbe, dünngeschichtete Tuffe sich anlegen. Hier fanden, durch einen Vorsprung der alten Thalwand von einander getrennt, zwei neue Ausbrüche statt. Der ältere derselben hat einen kleinen Lavacirkus gebildet, aus welchem Lava nach dem Thalgrund abfloss. Sein nach Norden geöffneter Ring weist fast senkrechte, aus fester Lava bestehende Innenwände auf, die durch die Reibung der ausfliessenden Lava wie abgeschliffen erscheinen und, in Folge der vielfachen unregelmässigen Zerklüftung der Lava, wie eine grobe Mosaik aussehen. Bei der hier schon kräftig entwickelten Vegetation lässt es sich nicht mehr deutlich erkennen, in welcher Beziehung die von hier ausgehende Lava zu dem neueren Antisanilla-Strom steht; sie dürfte zum grössten Theil unter den neueren Ausbruchsmassen begraben liegen. Der

Thalgrund zwischen der eben beschriebenen und der neueren Antisanilla-Eruption liegt in 4077 m, der Gipfelkamm des eben beschriebenen Ausbruchspunktes etwa 60 Meter höher.

Die Einsenkung oder besser: der Explosionskessel, in welchem die neueste Lava hervorbrach, hat ungefähr einen Durchmesser von 5—600 Meter. In seinem Grund erhebt sich ein kleiner, halbmondförmiger Lavawall von ungefähr 30 Meter Höhe, der an seiner Westseite durch oberflächlich aufgelagerte, rothe Aschenschichten kegelförmig abgedacht erscheint, während seine Ostseite sich dicht an die alte Thalwand anlehnt. Der aus fester Lava bestehende Kegel umschliesst einen Cirkus von etwa 200 m Durchmesser, dessen Innenabstürze concentrisch angeordnete, durch Spalten getrennte Lavaleisten aufweisen: 15 solcher Streifen konnte ich zählen. Es sind dies aber nicht die Köpfe von Lavenbänken oder Lavenströmen, vielmehr sind die Leisten nur durch die Art der Zerklüftung und Aufstauung der Lavamasse gebildet, aus welcher der ganze, kleine Kegel besteht. Dem engen Grunde der so gebauten, kraterförmigen Vertiefung entstieg die Lavamasse, welche den mächtigen Antisanilla-Strom darstellt. Ein kleiner Theil der Lava wurde nach innen, gegen den Cirkus zu, gedrängt, die Hauptmasse floss nach aussen ab: Es bildete sich eine centrale Lavakuppe von etwa 15—20 Meter Höhe, welche den Anfang des Stromes kennzeichnet. Von den Enden der halbmondförmigen Umwallung ziehen Rücken auf beiden Seiten herab, zwischen welchen der Lavastrom ausfloss. Der östliche der beiden Rücken oder Wälle ist, an seiner dem Strome zugekehrten Seite, wie abgeschliffen durch die Reibung der abfliessenden Lava. Steil fällt die Lava nach dem Thalgrund ab, auf kurze Strecke thalaufwärts sich anstauend bis zu dem kleinen See Muerto-pungo-cocha (4021 m), bei Humboldt See von Ansango, dessen Abfluss unterirdisch, durch die neue Lava erfolgt. Doch scheint der See älteren Ursprungs zu sein; vielleicht ist die Wasseransammlung bereits durch die Lava bedingt worden, welche dem älteren der beiden Ausbruchspunkte von Hornillos entstammt und welche jetzt fast vollständig unter dem neuen Lavastrom begraben liegt. Die Hauptmasse der neuen Lava bewegte sich thalabwärts, wie ein mächtiger Damm in der Mitte des Thales aufragend. Unterhalb Yana-sacha schwillt der Strom gewaltig an, bedeckt nicht nur den ganzen Thalgrund, sondern breitet sich, die linke Thalwand noch oberhalb des Hato de Antisanilla überschreitend, auf dem flachen Rücken der Puma-loma aus. In drei Arme getheilt, verfolgt nun die Lava ihren Lauf abwärts: der Hauptarm folgt dem alten Bachbett, zwei Nebenarme ziehen auf dem sanft geneigten Abhang der Puma-loma hinab gegen die tief eingeschnittene Schlucht des Rio Isco, die in ihrem unteren Ende auch als Quebrada Guapal bezeichnet wird.

Die drei Arme des Lavastromes, sowohl der im alten Bachbett, wie die beiden auf dem Rücken der Puma-loma, ziehen wie hohe Dämme oder wie gewaltige, auf beiden

Seiten steil abgeböschte Mauern, am Abhang herab, wobei der mächtigere Hauptstrom fast die Höhe der beiden Seitenarme erreicht. Die drei Arme des Stromes fliessen bald getrennt, bald schliessen sie sich eng aneinander an, so dass von hohen Lavawällen umgebene Flächen des alten Abhanges zwischen ihnen bestehen bleiben.

Betrachten wir nun diesen etwa 4—5 Kilometer langen, oberen Abschnitt des Lavastromes, also den Theil, welcher zwischen dem Austrittspunkt und dem gegen das Isco-Thal gekehrten Absturz der Puma-loma, die man hier als Plateau von Antisanilla bezeichnen kann, gelegen ist, so fällt es vor allem auf, dass seine Oberfläche verhältnissmässig wenig wild und zerrissen erscheint. Oft ist die Mitte des Stromes eingesunken, und die Seitentheile ragen als schmale Kämme darüber empor: Es bewegte sich also der glühend flüssige Strom, in verminderter Menge, zwischen den schon fest erstarrten Seitenwänden. Nahe dem Austrittspunkte zeigen sich Längsstreifen auf der Oberfläche, bald aber treten Querstreifen als grosse, hohe Schlackenwellen auf, welche oft durch tiefe Spalten getrennt sind. Eigenthümlich ist es, dass diese Querstreifen z. Th. als Bogen gekrümmt erscheinen, deren convexe Seiten dem Ursprung des Stromes zugekehrt sind. Man darf wohl daraus schliessen, dass im letzten Stadium des Ausbruchs eine Rückstauung der Lavamasse stattgefunden hat. Nur die Kämme der convexen Streifen zeigen schlackig ausgezackte Lava, in den Spalten kann man fast überall den dichten, hellen Dacit erkennen, aus welchem der Strom besteht. Die Zwischenräume zwischen den Lavawellen sind mit Lavenblöcken bedeckt, deren Kanten durch die bei der Fortbewegung der Lava zwischen den Blöcken der Erstarrungskruste erzeugten Reibung abgerundet sind: In Folge dessen sieht auf lange Strecken die Oberfläche des Stromes aus, als wenn sie mit Pflastersteinen bestreut wäre. Die Mächtigkeit des Stromes lässt sich hier nicht bestimmen, da man nicht wissen kann, wie tief ursprünglich das jetzt ausgefüllte Thal war.

So zieht die Lava gegen Südwesten bis zum Rande des Antisanilla-Plateaus; dort stürzen die drei Arme des Stromes über die steilen Felsenabhänge nach dem Grund des bedeutend tiefer eingegrabenen Hauptthales des Rio Isco (3390 m) hinab. Unbeschreiblich ist das Bild wilder Zerstörung, welches die Oberfläche des Stromes hier bietet. Gewaltige Lavaschollen sind in bizarren Formen übereinander gehäuft und geschoben. Die Lava hat den steilen Abhang abgeböscht, hat sich bis zur gegenüberliegenden Thalwand des Isco-Thales vorgeschoben und somit den ganzen Thalgrund abgesperrt. Die beiden vom Plateau herabkommenden Seitenarme erreichen ihr Ende im Grund des Isco-Thales, woselbst sie in hohen Wällen sich an die linke Thalwand anlehnen. Die Wasser des Rio Isco, deren Abfluss durch die das Thal erfüllende Lava verhindert wird, sammeln sich oberhalb des südöstlichsten Armes zu einem kleinen See an, welcher uns als Seca-

cocha bezeichnet wurde, für welchen Humboldt auf seiner Karte den Namen „Leche-yacu" eingesetzt hat. — Der Hauptarm des Lavenstromes, welcher dem alten Bachbett folgt, ergiesst sich, an Stelle der früheren Wasserfälle, nach dem Grund des Isco-Thales, ohne mit den beiden anderen Stromarmen in Verbindung zu treten. Die gewaltige Lavamasse staut sich im Grunde des Thales an, wendet sich thalabwärts und zieht nun in der von hohen Felswänden umschlossenen Schlucht gegen Südwesten, etwa 4—5 Kilometer weit, bis sie, nahe dem unteren Ende der Quebrada, die hier Quebrada de Guapal heisst, ihr Ende erreicht. Dabei nimmt die auch hier wie ein hoher Damm im Grunde der Schlucht verlaufende Lava den ganzen Grund der Quebrada derart ein, dass kein Weg oder Fusspfad thalabwärts führt und dass das Wasser des Isco-Flusses, durch die poröse Lava hindurchsickernd, unterirdisch seinen Abfluss suchen muss. In vier Armen tritt die nicht unbeträchtliche Wassermenge unterhalb Canal-pata aus dem Lavastrom hervor, mit einer Temperatur von 12° C., welches ungefähr der mittleren Jahrestemperatur dieser Höhe (3046 m) entspricht. — Ein kleiner See, Marcu-quinrey-cocha, hat sich, durch Aufstauung eines von den Gehängen des Sincholagua kommenden Seitenbaches des Rio Isco, oberhalb des Hauptarmes der Lava an der Stelle gebildet, an welcher dieser Lavaarm das Isco-Thal erreicht und absperrt; ein anderer kleiner See liegt zwischen dem hohen Seitenwall des Hauptlavastromes und der alten Thalwand des Isco-Thales. Die Länge des Antisanilla-Stromes, von seinem Ursprung in Hornillos bis zu seinem Ende bei Canal-pata, mag ungefähr 8—10 Kilometer betragen; Orton schätzte die Mächtigkeit der Lava am unteren Ende auf 500 englische Fuss.[1])

Der Antisanilla-Ausbruch fand unter ganz ähnlichen Verhältnissen statt, wie die Ausbrüche von Potrerillos und Cuscungu und, wie aller Wahrscheinlichkeit nach, auch die vier vom Antisana-Kegel beschriebenen Lavaergüsse. Es fehlen die Schlackenanhäufungen, die Aschen- und Tuffschichten, die wir sonst bei vulkanischen Ausbruchspunkten zu sehen gewöhnt sind, und wenn auch Explosionen keineswegs ganz fehlten, wie z. B. eine 20 Meter tiefe, trichterförmige, jetzt z. Th. mit Wasser erfüllte Einsenkung zwischen dem neuen Lavakegel und der Wand der alten Puma-loma, sowie die auf den Lavakegel geschleuderten Bruchstücke alter Lavagesteine beweisen, so spielten sie doch nur eine ganz untergeordnete Rolle. Wir haben es hier mit dem ruhigen Hervorquellen einer zähflüssigen Lava[2]) zu thun, bei welchem weder Schlackenkegel, noch Schlackenagglomerate oder Tuffschichten gebildet wurden, bei welchen also die Dampfexplosionen und

---

[1]) The Andes and the Amazons, 3. Aufl., 1876, p. 144.

[2]) Herr Dr. Stübel glaubt aus dem ganzen Verhalten der Lava schliessen zu müssen, dass dieselbe dünnflüssig an die Erdoberfläche kam und erst in den tiefer am Abhang gelegenen Theilen des Stromes, beim allmäligen Erkalten, zähflüssig wurde. (Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 134 u. 135.)

die mit ihnen verbundenen Aschen- und Dampfsäulen, welche sonst für vulkanische Ausbrüche so charakteristisch sind, gänzlich oder doch fast gänzlich fehlten. Daher mag es auch kommen, dass dieser Ausbruch, der einen so gewaltigen Lavastrom ergossen hat, die Aufmerksamkeit der Bewohner des Landes in keiner Weise erregte, so dass wir nicht einmal das Jahr bestimmen können, in welchem im achtzehnten Jahrhundert der Ausbruch stattgefunden hat.

Die Höhenverhältnisse am Antisanilla-Strom ergeben sich aus der folgenden Zusammenstellung der von Herrn Stübel und mir gemessenen Höhen[1]):

Oberer Rand des Explosionskessels, in welchem der Ausbruch stattfand, Felsen der Puma-loma	4249 m
Oberer Fuss des Lavakegels	4156 „
Gipfel des Lavakegels, Hornillo	4185 „
Grund des cirkusartigen Kraters	4159 „
Grund der alten Quebrada zwischen den beiden Lavakegeln	4077 „
Oberes Ende des Lavastromes in Muerto-pungo-cocha	4021 „
Fuss der Lavacascade im Rio Isco, bei Marcu-quinrey-cocha	3390 „
Unteres Ende der Lava in der Quebrada Guapal, unter Canal-pata	3046 „

Aus diesen Messungen lassen sich die folgenden, bereits oben angeführten Zahlen ableiten:

Tiefe des Explosionskessels an der Seitenwand der Puma-loma, in dessen Grund der Lavaausbruch stattfand	93 Meter
Höhe des Lavakegels	27 „
Tiefe des cirkusartigen Kraters	26 „
Höhenunterschied zwischen dem oberen Ende des Lavastromes und seinem Fuss in dem Rio Isco	795 „
Höhenunterschied zwischen dem Ausbruchspunkt der Lava und ihrem unteren Ende in der Quebrada Guapal	1139 „

Die senkrechte Höhe von 1139 Meter, welche den Austrittspunkt der Lava von seinem unteren Ende trennt, entspricht ungefähr der absoluten Höhe des Vesuv. Versetzen wir nun in Gedanken den Antisanilla-Strom an die Abhänge des europäischen Mustervulkans, so würde derselbe einen 200—400 Meter breiten, 50—80 Meter hohen Damm oder Wulst mit steil abgeböschten Seitenwänden darstellen, der wie ein Bergrücken vom Vesuvgipfel bis zur Meeresküste und noch einige Kilometer in das Meer hinein, Inseln oder ein langgestrecktes Riff bildend, sich erstrecken würde. Welchen Eindruck ein

[1]) W. Reiss y A. Stübel: Alturas tomadas en la Republica del Ecuador, II, 1873, p. 20.

solcher Lavastrom am Vesuv machen müsste, kann man sich vergegenwärtigen, wenn man bedenkt, dass Camaldoli della Torre, der in fast allen Ansichten des Vesuv so hervorragende Kegel, kaum 80 Meter über das umgebende Gehänge aufragt. Wie Tintenbäche würden die Laven des Vesuv gegen einen solchen Lavenstrom aussehen.

Schon Alexander von Humboldt hat den Antisanilla-Strom richtig in seine Karte des Antisana-Gebirges eingezeichnet und später mit wenigen Worten treffend charakterisirt:[1])

„Analoge, aber mehr zusammengesetzte Erscheinungen (wie an den Lavaströmen des Antisanakegels) bietet ein anderes, ebenfalls bandartiges Steingeröll dar. Es liegen nämlich an dem östlichen Abfall des Antisana, wohl um 1200 Fuss senkrecht tiefer als die Ebene der Hacienda, in der Richtung nach Pinantura und Pintac hin, zwei kleine runde Seen, von denen der nördlichere Ansango, der südlichere Lecheyacu heisst. Der erste hat einen Inselfels und wird, was sehr entscheidend ist, von Bimsstein-Gerölle umgeben. Jeder dieser Seen bezeichnet den Anfang eines Thales; beide Thäler vereinigen sich, und ihre weitere Fortsetzung führt den Namen Volcan de Ansango, weil von dem Rande beider Seen schmale Felstrümmer-Züge, ganz den zwei Steinwällen der Hochebene, die wir oben beschrieben haben, ähnlich, nicht etwa die Thäler ausfüllen, sondern sich in der Mitte derselben dammartig bis zu 200 und 250 Fuss Höhe erheben.“ .... „Die Blöcke sind wieder theils scharfkantig, theils an den Rändern verschlackt, ja coakartig gebrannt.“ .... „In dem Steinwall von Ansango deuten viele Tafeln, durch Verwitterung gespalten, auf Porphyrschiefer. Alle Blöcke haben eine gelbgraue Verwitterungs-Kruste.“

Es ist klar, dass A. von Humboldt die beiden etwas versteckt liegenden Lavakuppen, die Hornillos, nicht gesehen hat; er verlegt deshalb die Ausbruchspunkte in jene beiden Seen, welche oberhalb der den Thalgrund einnehmenden Lava durch die sich aufstauenden Gewässer des Muerto-pungo-Baches und des Isco-Flusses gebildet werden; ganz so, wie auch Almagro, noch im Jahre 1866, die Cocha de Papallacta als den Ausbruchspunkt des Potrerillos-Stromes auffasste. Der Bimsstein bei Muerto-pungo-cocha (Lac d'Ansango) stammt aus einer Tuffschicht der alten Gipfel des Fussgebirges.

Was nun die Bewegung des Lavastromes betrifft, welche wenige Jahre vor Humboldts Ankunft in dieser Gegend stattgefunden haben soll,[2]) so liegt hier unstreitig eine jener Uebertreibungen vor, wie sie so häufig, selbst noch in unseren Tagen, den Berichten über Verderben bringende Naturerscheinungen anhaften. Es handelt sich un-

[1]) Kosmos IV, S. 356 u. 357.
[2]) Kosmos IV, S. 357.

zweifelhaft um jenen grossen Erdrutsch (Derumbo), der am unteren Ende des Lavastromes, gegen Ende des achtzehnten Jahrhunderts, in der Quebrada Guapal sich ereignete: Eine Mühle wurde unter den abrutschenden Erd- und Steinmassen begraben, und auch Menschenleben gingen dabei verloren. Der Lavastrom aber hat sich sicherlich nicht wieder in Bewegung gesetzt.

Der Lavastrom von Antisanilla stammt, unzweifelhaft, aus dem 18. Jahrhundert. In der Erinnerung der anwohnenden Eingeborenen haben sich mancherlei Traditionen erhalten, welche auf das Hervorbrechen der Lava sich beziehen, doch ist Alles so verworren und unsicher, dass es nicht möglich ist, das Jahr des Ausbruches auch nur annähernd zu bestimmen. Nur so viel steht nach den von Herrn Wolf[1]) aus den Archiven von Quito beigebrachten Dokumenten fest, dass der Lavastrom bereits vor dem Jahre 1767 vorhanden war. Nun erwähnt Humboldt[2]) einen Ausbruch des Antisana aus dem Anfange des achtzehnten Jahrhunderts, „wahrscheinlich 1728“; da keine Nachrichten über weitere Eruptionen vorliegen, so dürfte es wohl gerechtfertigt erscheinen, bis auf Weiteres den Ausbruch des Antisanilla-Stromes in die erste Hälfte des 18. Jahrhunderts zu setzen.

Lehrreich ist die Geschichte unserer Kenntniss der Anstisana-Lavenströme: Alexander von Humboldt hat in seiner, an Ort und Stelle gezeichneten Karte des Antisana-Gebirges[3]) die ihm bekannten Ströme ganz richtig als „coulées de laves“ bezeichnet.[4]) Später hat der greise Gelehrte, unter dem Druck veränderter theoretischer Anschauungen, diese Bezeichnung in „trainées des masses volcaniques“, „Felstrümmer“, „Schuttwälle“, Steinwälle“[5]) umgewandelt, wobei wohl die Erinnerung an die von den Vesuv-Laven so abweichende Form der Antisana-Ströme mitgewirkt haben mag. Bricht er doch nach Beschreibung des Antisanilla-Stromes in die Worte aus: „Wie soll diese Aeusserung vulkanischer Thätigkeit benannt werden, deren Wirkung ich schildere? . . .“[6]) Boussingault erklärt 1834, getreu seiner Blocktheorie, den Antisanilla-Strom für „un soulevement récent“.[7]) Nach abermals 30 Jahren wird von Almagro[8]) und bald darauf

[1]) Neues Jahrb. f. Min., 1874, S. 381 u. 382 Anm.; In dessen: Geografia y Geologia del Ecuador, 1892, steht dagegen, dass gegen das Jahr 1760 der Vertrag abgeschlossen wurde, in welchem der Lavastrom Erwähnung findet, p. 357.

[2]) Kosmos IV, S. 361.

[3]) März 1802.

[4]) Atlas géograph. et histor., pl. 26.

[5]) Kosmos IV, S. 354. Die von de Lapparent in seinem Traité de Géologie, 4me Ed., 1900, p. 406, als „coulées discontinues“ gegebene Erklärung der Antisana-Laven zeigt, zu welchen Missverständnissen diese Umwandlung Anlass geben konnte.

[6]) Kosmos IV, S. 358.

[7]) Brief an A. v. Humboldt, Kosmos IV, S. 572.

[8]) l. c.

von Orton[1]) der Papallacta-Strom entdeckt und auch der Antisanilla-Strom von Orton kurz beschrieben. Eine wichtige Bereicherung unserer Kenntniss der Antisana-Laven verdanken wir Herrn Th. Wolf:[2]) Er hat zuerst den Nachweis erbracht, dass quarzführende Gesteine in historischer Zeit ergossen wurden; seine lebhaften Schilderungen geben ein gutes Bild des Eindruckes, welchen die gewaltige Antisanilla-Lava, bei der Betrachtung von einer der benachbarten Höhen, auf den Beschauer macht Herr Wolf hat auch den Ausbruchspunkt der Lava besucht: Die „Tuffe“ und der „ältere Quarz-Andesit“ haben, wie dies auch aus den Worten des Herrn Wolf hervorgeht, mit der neuen Lava nichts zu thun; es sind, wie ich dies oben gezeigt, die Gesteine des alten Bergrückens, der Puma-loma, an deren seitlichem Abhang der Ausbruch stattfand. Die beste Anschauung der Lavaströme und aller dabei in Betracht kommender Verhältnisse geben die von Herrn Stübel, an Ort und Stelle, mit grosser Gewissenhaftigkeit ausgeführten Zeichnungen, sowie die unter seiner Leitung von Herrn Troya hergestellten Oelbilder, welche jetzt, im Grassi-Museum zu Leipzig, zu allgemeiner Benutzung öffentlich ausgestellt sind. Neuerdings hat Herr Stübel auch eine ausführliche Beschreibung dieser Bilder herausgegeben,[3]) auf welche ich angelegentlichst verweise, zumal wir in der Auffassung und Deutung der beobachteten Thatsachen nicht immer übereinstimmen.

Ausführlich[4]) habe ich die neueren Ausbruchsmassen des Antisana behandelt, da die Art ihres Auftretens Licht werfen kann auf die Entstehungsweise älterer Eruptivmassen, da sie uns einen Fingerzeig geben, wie wir uns den Aufbau der Gebirge zu denken haben, in welchen grössere Schlackenanhäufungen und Tuffmassen, sowie auch jegliche Kraterbildungen fehlen. Denken wir uns, dass auf einem beschränkten Gebiete im Laufe der Zeiten immer und immer wieder Ausbrüche stattfinden, wie wir sie hier haben kennen lernen, so ist es klar, dass durch die Uebeinanderhäufung solch mächtiger Lavaströme Gebirgsmassen entstehen können, ähnlich dem Guamaní und dem Fussgebirge des Antisana. Die Formen, welche die Ausbrüche kennzeichnen, sind die, welche saueren, zähflüssigen Laven eigenthümlich sind, und zu den saueren Gesteinen müssen alle diese Laven gerechnet werden, sowohl am Guamaní als am Antisana. Zähflüssig müssen Laven sein, welche, statt eines Schlackenkegels, einen steil begrenzten Lavawulst über ihrem Ausbruchspunkt aufthürmen können, welche, statt auf

[1]) l. c. und: The Andes and the Amazons, 3d Ed., p. 144 u. 145.

[2]) Ueber das Vorkommen von Quarz-Andesit im Hochland von Quito: Neues Jahrb. f. Min., 1874, S. 381—383.

[3]) A. Stübel: Die Vulkanberge von Ecuador, 1897.

[4]) Ich habe, vom 3. Januar bis zum 23. März 1872, 80 Tage ununterbrochen am Antisana und am Fussgebirge des Antisana verbracht; meine Gesteinssammlung umfasst 430 Nummern in 800—1000 Handstücken. Die hier gegebenen, geologischen Detailbeschreibungen, auch die Vergleiche mit den vulkanischen Ausbruchsmassen Griechenlands, sind meist wörtlich meinen Tagebüchern entnommen.

den Abhängen sich auszubreiten oder die Thäler auszufüllen, an steilen Gehängen, wie auf flachen Rücken oder im Grunde der Thäler wulstförmige, verhältnissmässig schmale Streifen bilden können, die mit steilen Seitenwänden sich 50—80 und mehr Meter über das umgebende Land erheben. Nur am Sara-huazi-volcan finden sich bimssteinartige Auswürflinge in grösseren Mengen, und dort ist auch ein Theil der Lava als dünne Schicht erstarrt, wie wir sie bei den Lavaströmen der europäischen Vulkane zu sehen gewohnt sind.

Das Vorkommen solcher Ströme ist keine Eigenthümlichkeit des Antisana und des Guamaní; ein schönes Beispiel bildet der Golongal im Mojanda-Krater, und längst sind ähnliche Gebilde aus Frankreich,[1]) von den Liparischen Inseln,[2]) aus Chile,[3]) von den Azoren,[4]) von Tenerife,[5]) von Methana[6]) und aus Nordamerika[7]) bekannt, und der Ausbruch auf Santorin[8]) im Jahre 1866 hat uns die Möglichkeit geboten, solche Ströme in ihrem Entstehen und in ihrer Ausbildung zu beobachten und zu studiren. Immerhin bleibt Alexander von Humboldt das Verdienst, als Erster, vor nun beinahe hundert Jahren, diese so eigenthümlichen Ausbruchsformen erkannt und beschrieben zu haben, wenn auch erst nach Auffindung ähnlicher Ströme auf den Azoren, durch G. Hartung, die Consequenzen aus den beobachteten Thatsachen gezogen und wissenschaftlich allgemeiner verwerthet wurden.[9])

Die Schilderung, welche G. Hartung von den Trachytströmen auf der Insel Terceira giebt, ist so anschaulich und stimmt so vollkommen mit dem überein, was uns die Ausbrüche in der Umgebung des Antisana lehren, dass ich es mir nicht versagen kann, die Worte dieses gründlichen Forschers hier zu wiederholen:

---

[1]) P. Scrope: Considerations on Volcanos, 1825, p. 92—97, und: The Geology and extinct Volcanos of Central France, 2. Ed., 1858, p. 49 ff.

[2]) F. Hoffmann: Ueber die geognostische Beschaffenheit der Liparischen Inseln. Aus den Ann. d. Phys. u. Chem., 1832, S. 51, Taf. III, Fig. 1, No. 9, und A. Bergeat: Die äolischen Inseln. Aus d. Abh. d. K. bayer. Akad. d. Wiss., II. Cl., Bd. XX, 1. Abth., 1899, S. 112 ff.

[3]) R. A. Philippi: Reise in der Wüste Atacama, 1860, S. 133.

[4]) G. Hartung: Die Azoren, 1860, S. 208—211; Taf. IX, 2, 3; Taf. VIII, 3, 4, 6.

[5]) K. v. Fritsch und W. Reiss: Tenerife, 1868, S. 133.

[6]) F. Fouqué: Revue des deux mondes, 15. Janv. 1867, p. 480; W. Reiss und A. Stübel: Ausflug nach den vulkan. Gebirgen von Aegina und Methana, 1867, S. 23—28.

[7]) J. C. Russell: The quarternary History of the Mono Valley, California. 8th Annual Report of the U. S. Geolog. Survey, 1889, southern and northern coulée p. 378—389, Taf. XVIII, XXIX—XLIII, und: Volcanoes of North America, 1897, p. 218—224.

[8]) K. v. Seebach: Ueber den Vulkan von Santorin u. die Eruption von 1866, 1867, S. 53, 72—77, 80—81. — W. Reiss und A. Stübel: Geschichte u. Beschreibung der vulkan. Ausbrüche bei Santorin, 1868, S. 97—148, 191—201.

[9]) G. Hartung: Die Azoren, 1860; P. Scrope hat die Dome und hierher gehörigen Laven zuerst richtig gedeutet: Considerations on Volcanos, 1825, p. 93 ff.

„Die charakteristischen Merkmale dieser Ströme lassen sich etwa in Folgendem zusammenfassen. Dieselben erlangen bei einer verhältnissmässig nicht bedeutenden Breite durchweg eine beträchtliche Mächtigkeit, endigen an den Seiten in steilen Abhängen und lassen sich überhaupt Cylinderhälften vergleichen, deren Wölbung bald mehr, bald weniger flach gedrückt wurde. Im Gegensatz zu den gewöhnlichen Laven, die sich an den Abhängen zu weiten Feldern ausbreiten und sich nur da höher anhäufen, wo Vertiefungen oder andere Hindernisse ein Austauen bedingen, haben diese hier an geebneten Flächen, die unter Winkeln von 5 bis 10 Graden abfallen, wulstförmige Massen abgelagert, deren senkrechter Abstand, so viel mir zu beobachten vergönnt war, 50 bis 300 F. beträgt. An der Stelle, an welcher die Laven an den Abhängen zu Tage treten, beobachtet man gewöhnlich eine kleine Kuppe, die nach drei Seiten steil abfällt und an der vierten oft unmerklich in den Strom übergeht, der meist in dieser Gegend die bedeutendste Mächtigkeit erlangt. Die Längenausdehnung der Ströme ist sehr verschieden. Während manche, wie unter anderen derjenige, welcher zwischen der Ponta Sereta und Ponta da Negrita angedeutet ist, schon bei einer Länge von kaum einer (geographischen) Minute in einem steilen Absturz endigen, sind dicht daneben andere über die Klippe ins Meer geflossen, wo sie die kleinen oben angeführten Vorgebirge oder Felsspitzen bildeten, und an den Nordabhängen des centralen Gebirges erstrecken sich manche vom Gipfel bis zum Meere für eine Entfernung von mehreren Minuten.“[1]) . . . . „Um die Ausbruchsstellen scheinen sich keine Schlackenanhäufungen oder Krater gebildet zu haben, aus welchen die Trachytlaven hervorbrachen. Selbst da, wo eine Kuppe emporragt und wo der Strom aus ihrem geborstenen Abhang heraustritt, vermissen wir jene Erscheinungen, welche namentlich die basaltischen Schlackenkegel charakterisiren. Eine solche Kuppe, die zu untersuchen ich Gelegenheit hatte, erhob sich mit jähen Seitenwänden, die unter Winkeln von 35 bis 53 Graden anstiegen, und lief in zwei Zacken aus, zwischen welchen sich eine Ausbuchtung einsenkte. Der Hügel, der ganz aus einer aufgeblähten trachytischen Lava bestand, hatte daher die Umrisse eines jener alten Schlackenkegel, an welchen der niederste Rand durch die Erosion entfernt war und welche man in den Canarien mit Löffeln (Cuchara) vergleicht. Aus ihm war eine dunkle compacte Trachytlava hervorgebrochen und hatte beim Herausfliessen auf der einen Seite ein Stück einer von den durch die Reibung geebneten Wände erzeugt, welche die unterirdischen Gallerien so häufig auskleiden.“[2])

Hartung hat auch gezeigt, wie die so gewonnenen Resultate dienen können zur

[1]) Die Azoren, S. 208.
[2]) Die Azoren, S. 211.

Erklärung mächtiger eruptiver Gesteinsmassen, indem er die Trachyte des Siebengebirges auf Ströme der eben geschilderten Art zurückführte.[1])

Die mächtigen zähflüssigen, fast schlackenlosen Laven bilden das eine Ende der langen Formenreihe, in welcher die vulkanischen Produkte an der Erdoberfläche abgelagert werden. Am anderen Ende der Reihe stehen die ebenfalls fast schlackenlosen dünnflüssigen Basaltlaven, wie wir sie von Hawaii[2]) kennen, wie sie die grossen Lavenfelder der Columbia-Lava[3]) in Nordamerika und die ähnlichen, aber viel älteren Ablagerungen der Deccan Traps[4]) in Indien gebildet haben. Zwischen diesen beiden Extremen liegen alle die Formen, bei welchen die Massen der Lavenströme und Schlackenanhäufungen in wechselnden Verhältnissen stehen, vom kleinen Schlackenhügel mit grossem Lavaerguss, vom Schlackenberg mit bandförmigem Lavastrom bis zum einfachen Schlacken- und Tuffkegel. Bei den beiden Endgliedern der Reihe tritt die Explosionsthätigkeit zurück, bei den Aschen- und Schlackenkegeln spielt sie die Hauptrolle. Die Produkte aller dieser so mannigfach gestalteten Ausbruchsformen bilden die Bausteine, aus welchen die grossen vulkanischen Gebirge im Laufe der Zeiten aufgebaut werden. Von der Natur der Ausbruchsmassen, von der Anordnung der Ausbruchspunkte, von der Gestaltung der Unterlage, auf welcher die vulkanischen Produkte abgelagert werden, hängen die Formen ab, zu welchen vulkanische Gebirge sich entwickeln. So mannigfach die Elemente sind, welche bei dem Aufbau mitwirken, so mannigfach können auch die Formen sein, welche als Endresultate sich ergeben. Häufen sich nun gar neue Ausbruchsmassen über alte, schon mehr oder weniger zerstörte vulkanische Ablagerungen an, so werden Berge und Gebirge von complicirtem inneren Bau entstehen, die alle nur denkbaren Formen und Gestalten aufweisen können.

Bei den Namen und Bezeichnungen, welche im Laufe der Jahre den Anhäufungen zähflüssiger Laven beigelegt worden sind, hat das Streben, kurze, bezeichnende Schlagworte zu finden, hie und da den Widerspruch übersehen lassen, welcher zwischen dem Sinn und der Bedeutung der angewandten Fremdwörter und der Natur und den Eigenschaften der damit bezeichneten Sache besteht. P. Scrope[5]) nennt die Kuppen über den Ausbruchspunkten „Domes“ oder „Bells“, die mächtigen Ströme bezeichnet er mit dem in der englischen Sprache eingebürgerten, wohl einer nord-amerikanischen Indianer-

[1]) Die Azoren, 211—216, Taf. VIII, Fig. 1 u. 2.

[2]) C. E. Dutton: Hawaiian Volcanoes. Fourth An. Rep. of the U. S. Geological Survey, 1884, p. 133, 139, 156.

[3]) Dutton l. c. p. 156 u. J. C. Russell: Volcanoes of North America, 1897, p. 250—257.

[4]) R. D. Oldham: A manual of the Geol. of India. 2d Ed., 1893, p. 255—281.

[5]) Considerations, p. 92.

sprache entnommenen Wort „Hummock“; von Seebach[1]) fasst alle, selbst die durch eine Reihe solcher Ausbrüche aufgebauten Berge als „homogene Dom-Vulkane“ zusammen (Typus: die Kaimeni-Berge Santorins), während Reyer[2]) den jetzt gebräuchlichen Ausdruck „Quellkuppen“ eingeführt hat. Verdankt eine solche Kuppe nur einem Ausbruch ihre Entstehung, so würde sie Pencks[3]) „monogenetischen Vulkanen“ zuzurechnen sein; haben sich aber im Laufe langer Zeiten, durch unzählige Ausbrüche, viele solcher Hummocks und Dome, in Verbindung mit den durch Explosionen entstandenen Trümmermassen, zu einem grossen Berge aufgebaut, so würde Herr Stübel[4]) denselben als „monogenen Vulkan“ bezeichnen. Für die mächtigen Lavenströme scheint mir kein besonderer Name nöthig, für die über den Ausbruchspunkten angehäuften Lavamassen dürfte wohl Reyers Bezeichnung, also „Quellkuppen“, sachlich am zutreffendsten sein.

Die Quito-Mulde. Die ganze zusammenhängende Gebirgsmasse, vom Pamba-marca bis zum Antisana, erhebt sich mit ihren Westabhängen ziemlich steil aus dem weiten Tufflande, welches die Mulde von Quito erfüllt. Die Bildung dieses, in seinen verschiedenen Theilen mit verschiedenen Namen belegten Gebietes wird sich am besten erläutern lassen, wenn ich ganz kurz die Entstehungsgeschichte der vulkanischen Ostcordillere recapitulire. Ursprünglich, ehe vulkanische Ausbrüche hier stattfanden, bestand die Ostcordillere aus einem etwa 4000 Meter hohen Gebirgszug, dessen höchste Theile ungefähr dieselbe Lage einnahmen, wie die Kämme der heutigen Ostcordillere. Gneisse, krystallinische Schiefer und wohl auch alte Eruptivgesteine, setzten diesen Gebirgszug zusammen, dessen Westgehänge nach einer tiefen Mulde abfielen, die auf ihrer Westseite von einer aus Kreideschichten und mesozoischen Ausbruchsmassen aufgebauten Cordillere begrenzt wurde. Die vulkanischen Ausbrüche bedeckten dann die Westabhänge der Ostcordillere, bauten vor und auf ihr die Gebirge auf, deren Betrachtung der vorstehende Bericht gewidmet ist. Die Breite der Mulde wurde dadurch verringert, ebenso nahm die Tiefe ab, denn sowohl die Schlacken- und Aschenmassen der vulkanischen Ausbrüche, als auch die vom Regen und von den fliessenden Gewässern herabgeschwemmten Detritusmassen lagerten sich im Grunde der Mulde ab, dort schwach gegen Nordwest geneigte Schichten bildend. Wie von der Ostcordillere, so wurden auch von den Ost-

[1]) Zeit. d. deut. geolog. Gesell., 1866, XVIII, S. 644, 645. Nach Velain (Les Volcans, ce qu'ils sont et ce qu'ils nous apprennent, Paris 1884, p. 13) soll Fouqué die Bezeichnung „Cumulo Volcan“ eingeführt haben. Dies ist ein Irrthum, der auf einem Missverständniss beruht: Denn Herr Fouqué, der Seebachs Anschauungen und Auffassung der Kaimeni-Ausbrüche vollständig missverstanden hat, kritisirt (Santorin et ses Éruptions, Paris 1879, p. 165) die Aufstellung der homogenen Cumulo-Vulkane.

[2]) Theoretische Geologie, 1888, S. 96—99.

[3]) Morphologie der Erdoberfläche, 1894, II, S. 409.

[4]) Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 187, 351 u. 352.

abhängen der Westcordillere, namentlich aber von den die Quito-Mulde gegen Süden abschliessenden Vulkanbergen, vom Sincholagua, Cotopaxi, Rumiñahui, die losen Ausbruchsmassen in der Tiefe der Mulde abgelagert. Auch selbständige Vulkanausbrüche mögen hier stattgefunden haben, wie der zu einer Höhe von 3161 m sich erhebende Ilaló und die hie und da zwischen den Tuffen vorkommenden Laven beweisen. So wurde allmälig der Grund der Einsenkung erhöht. Die Ausfüllung fand von Seiten der Ostcordillere in stärkerem Maasse statt, als von der Westcordillere, wie dies die allgemeine Neigung des Bodens und der Tuffschichten beweist, durch welche die Flüsse nahe an den Fuss der Westcordillere gedrängt werden. Wie tief ursprünglich die Mulde gewesen ist, lässt sich nicht mehr bestimmen, da keine der oft tief eingeschnittenen Quebradas die Tuffschichten bis zu ihrer Unterlage durchschneiden. Es sind meist helle, und in dem uns hier beschäftigenden Theil der Mulde, mit Bimsstein und Perliten erfüllte Tuffe von grosser Mächtigkeit, in welche die Wasserläufe tiefe, von sehr steilen Wänden begrenzte Schluchten eingerissen haben. Wo Bewässerung möglich ist, da wird das Tuffland fruchtbar, für die Bewohner Quitos ein wahres Paradies; wo aber das Wasser fehlt, und meist versinkt es in den losen Tuffen, um an den steilen Seitenwänden oder erst im Grund der Schluchten wieder hervorzutreten, da besteht die Oberfläche aus kahlen Flächen, über welche unter der glühenden Sonne die Luft sich zitternd bewegt, über welche die Winde in stets neu erzeugten Wirbeln dahinziehen, den feinen Staub der zerbröckelnden Tuffe mit sich führend. Diesen Windbewegungen möchte ich zum grossen Theil die mächtige Entwicklung jenes eigenthümlichen, unserem Löss so ähnlichen Gebildes, des Gangahua, zuschreiben, das die Abhänge der Berge oft bis über 3000 Meter Höhe bedeckt. Es ist klar, dass man in den Tuffen der Quito-Mulde und in den Geröllen ihrer Bäche eine wahre Musterkarte all' der Gesteine finden muss, welche die umgebenden Berge zusammensetzen.

Die Tuffablagerungen, welche den Grund der interandinen Einsenkungen erfüllen, haben mehrfach zu der Hypothese Veranlassung gegeben, es handle sich hier um Ablagerungen in **alten Seebecken.**

M. Wagner[1]) spricht von grossen Süsswasserseen, deren Entleerung durch Spalten stattfand, welche bei dem Ausbruch basaltischer Gesteine, vor Bildung der glockenförmigen Gerüste der jetzt thätigen Vulkane, aufgesprengt wurden. Die Tuffe und die Bimssteinlager sollen von den ältesten Ausbrüchen des Rumiñahui und des Cotopaxi herrühren. Die Querthäler wären demnach Spalten, die später durch die Erosion des fliessenden Wassers erweitert und vertieft wurden.

[1]) Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika, 1870, S. 400, 453, 532—33, 576, 581.

Herr Wolf nimmt ebenfalls grosse interandine Süsswasserbecken an, deren gewaltsamer Durchbruch die erste Ablagerung vulkanischer Geschiebe in der Küstenprovinz Esmeraldas veranlasst habe. Er stützt sich dabei auf die von ihm in den Küstengebieten Ecuadors ausgeführten Untersuchungen, deren Resultate ich in Herrn Wolfs eigenen Worten wiedergeben will:

„Am Rio Esmeraldas, welcher fast alle Gewässer der Provinz Quito sammelt, dessen Quellen vom Schnee des Cayambe, Antisana, Cotopaxi, Pichincha und Corazon gespeist werden, der von allen Flüssen des westlichen Ecuadors den längsten Lauf besitzt und mit seinen grossen Nebenflüssen das ausgedehnteste Gebiet einnimmt, trifft man über dem Diluvium eine vulkanische Formation. Zunächst ist zu bemerken, dass in diesem Flussgebiet die Diluvialschichten weniger entwickelt und weniger goldreich sind, als in dem des Rio Santiago, ja stellenweise fehlen sie ganz, so dass dann die vulkanischen Massen direkt auf die Meeresformation zu liegen kommen. Jene bestehen nun aus einem sehr festen Tuff, der mit Rapilli und Bimssteinsand gemischt ist und zahlreiche grössere und kleinere Brocken von Andesit und Andesitlaven umschliesst. Oft sind diese scharfkantigen und eckigen Fragmente so zahlreich, dass der Tuff in eine wahre vulkanische Breccie übergeht. Einige Grünstein- und Dioritstücke, die sich ebenfalls einmischen, sind geschiebeartig abgerundet und stammen zweifelsohne aus den älteren Diluvialschichten, welche beim Hereinbrechen der schlammartigen Tuffmassen zum Theil zerstört wurden. — Die ganze weite Thalmulde des Rio Esmeraldas wurde von dem vulkanischen Tuff ausgefüllt; derselbe kam durch das Thal des Rio Guallabamba vom Hochland herunter, drängte sich rückwärts weit in das Bett des Rio blanco (zweiter Hauptstamm des Rio Esmeraldas), sowie meilenweit in alle Seitenthäler hinauf, scheint aber das Meer nicht erreicht zu haben, denn einige Meilen oberhalb des Dorfes Esmeraldas verliert sich seine Spur. Bei der Vereinigung des Rio Guallabamba und Rio blanco (beide vereinigt erhalten erst den Namen Rio Esmeraldas) ist die Mächtigkeit des Tuffes ca. 30 Meter, an anderen Stellen, besonders in engen Schluchten, erreicht sie noch mehr. Aber die Erosion hat ungeheure Mengen desselben wieder zerstört und selbst noch einige Meter tief in die Unterlage eingeschnitten, wodurch an den steilen Felsufern schöne, hohe Profile blossgelegt wurden.“ .... „Der vulkanische Tuff zeigt keine Spur von Schichtung oder successiver Bildung; alles erscheint wie ein Guss. Alle meine Beobachtungen drängen mich zu der Ansicht, dass er das Resultat eines grossen Ereignisses ist, welches vielleicht mit dem Durchbruch der Gewässer des vulkanischen Hochlandes (des Rio Guallabamba) durch die Westcordillere zusammenhängt. Denn dass das vulkanische Material wirklich aus dem Hochlande stammt, und zwar von verschiedenen Vulkanen, darüber kann nach Vergleichung des Materials gar kein Zweifel herrschen;

ich fand darin sogar Bruchstücke des Quarz-Andesits von Puéllaro und Obsidianstückchen vom Antisana. Das von mir durchreiste Gebiet besitzt weder ältere noch neuere vulkanische Gesteine in situ."[1])

Gewiss ist der Nachweis eines so mächtigen Schlammstromes von hoher Wichtigkeit, aber für das Dasein eines, die interandinen Mulden erfüllenden Sees und dessen Durchbruch durch die Cordillere scheint er mir doch keine Beweiskraft zu haben; denn vor allen Dingen musste das Guaillabamba-Thal und alle damit verbundenen Thäler bereits vorhanden und bis zu ihrer heutigen Tiefe ausgegraben sein, ehe ein Schlammstrom sich in dieselben ergiessen und deren Grund erfüllen konnte. Das mehrere hundert Meter tief in die Eruptivgesteine der Kreideformation eingesenkte Guaillabamba-Thal kann also unmöglich in Folge des Ergusses des Schlammstromes entstanden sein. Dann aber entspricht die Masse des Schlammstromes, so gross sie auch ist, doch nicht der Entleerung eines mit Tuffmasse erfüllten Sees, der zum mindesten einige fünfzig Kilometer lang, etwa fünfundzwanzig Kilometer breit und über tausend Meter tief war. Dabei ist noch dem Umstand Rechnung zu tragen, dass ein solcher Schlammstrom nicht den ganzen Thallauf, so weit seine Spuren sich erstrecken, auf einmal erfüllte, dass vielmehr eine solche Fluth, die stets nur ganz kurze Zeit dauert, mit grosser Schnelligkeit in den steil abfallenden Thälern sich fortbewegt, das durchflossene Thal fast unverändert zurücklassend. Wohl werden an den Seitenwänden des Thales, in Einbuchtungen, hinter Vorsprüngen, Schlammmassen haften bleiben, die anzeigen, bis zu welcher Höhe das Thal auf Minuten oder Stunden durch die Fluth erfüllt war, aber im Thalbett selbst wird der Schlammstrom rasch abfliessen, genau so, wie wir es heute noch an den Schlammströmen des Cotopaxi oder den durch Erdstürzen entstandenen Schlammströmen, z. B. am Páramo de Piñan, beobachten können. Damit soll durchaus nicht bestritten werden, dass die Tuffmassen im Rio Esmeraldas und Rio Guaillabamba in Folge des Durchbruches aufgestauter Wassermassen entstanden seien; solche Aufstauungen bilden sich häufig bei vulkanischen Ausbrüchen oder bei grossen Erdstürzen: das Bett eines Baches oder Flusses wird abgesperrt, sei es durch einen Lavastrom, wie dies in historischen Zeiten sowohl am Antisana, wie am Tunguragua geschehen ist; sei es durch die Trümmermassen, die von einem steilen Gehänge, in Folge von Abrutschungen oder in Folge eines Erdbebens, herabgestürzt sind. Es wird der Fluss sich hinter dem Hinderniss aufstauen; es wird sich ein See bilden, der plötzlich sich entleeren kann, wenn die vorgelagerten Massen dem auf sie wirkenden Druck des Wassers nicht mehr widerstehen können. Sind durch diese Schlammfluth zum ersten Mal vulkanische Gesteine in das westliche Tiefland

[1]) Zeitschrift d. deutschen geol. Gesell., XXIX. 1877, S. 413—415 und: Viajes cientificos por la Republica del Ecuador, III, Guayaquil, 1879, p. 83—85.

Ecuadors gebracht worden, so wird dadurch noch nicht bewiesen, dass nicht schon lange Zeit vorher vulkanische Ausbrüche auf dem Hochland von Ecuador, sei es auf dem Kamm der Cordilleren oder in den interandinen Mulden, stattgefunden haben; denn es musste doch wohl eine lange Zeit vergehen, ehe aus diesem weiten Bereiche neu auftretende Gesteinsarten bis in den unteren Theil der Flussläufe gelangten.

Der Schlammstrom des Rio Esmeraldas spricht also keineswegs für das Vorhandensein interandiner Seebecken, er beweist im Gegentheil, dass vor seiner Entstehung das Guaillabamba-Thal bereits seine jetzige Gestalt erlangt hatte, dass also die Entwässerung der Quito-Mulde damals, wie auch heute, durch diesen Fluss erfolgte; denn, ich wiederhole es, ein Schlammstrom kann nicht den Grund eines Thales ausfüllen, wenn das Thal nicht bereits vorhanden ist.

Neuerdings hat sich auch Herr Stübel[1]) für die Ansicht ausgesprochen, dass die interandinen Räume von Riobamba, Latacunga, Quito und Ibarra als alte Seebecken zu betrachten seien, die, in Folge der in ihnen und auf den sie begrenzenden Cordilleren stattgehabten Ausbrüche, mit vulkanischem Material, namentlich mit Tuffen, vollständig ausgefüllt worden seien. Die tiefen Einsenkungen, welche wir heute sehen, sollen dann durch die Einwirkung der fliessenden Gewässer entstanden sein, indem durch die Erosion die Tuffschichten wieder zerstört und weggeführt, die unter ihnen begrabenen vulkanischen Berge aber wieder ausgeschält worden seien. Die Querthäler, welche die interandinen Mulden entwässern, die Durchbrüche, wie Herr Stübel sie nennt, müssen also erst nach Ablagerung der vulkanischen Tuffe, also etwa seit der Diluvialzeit, entstanden sein.

Herr Stübel denkt sich, ebenso wie Herr Wolf und Moritz Wagner, die tiefen Querthäler durch einen gewaltsamen Akt entstanden; es sind dies Anklänge an die Kataklysmentheorien, die mit den Anschauungen, welche heute die Geologie beherrschen, kaum in Einklang zu bringen sein dürften.

Es bedarf wohl keines Beweises, dass die interandinen Einsenkungen vorhanden waren, ehe die Produkte der vulkanischen Ausbrüche darin abgelagert wurden; es ist auch klar, dass die Schluchten, welche die Mulden entwässern, gleichzeitig mit diesen entstanden sind; denn wäre dies nicht der Fall gewesen, so hätten sich in den dann abflusslosen Gebieten, in Folge der sich ansammelnden atmosphärischen Niederschläge, Seen bilden müssen, in welchen die von den umgebenden Bergen herabgeführten Gerölle, Schuttmassen und Detritus sich zu mächtigen Konglomeraten und Sandschichten abgelagert hätten. Diese lacustren Gebilde müssten unter den vulkanischen Gesteinsmassen,

[1]) Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 66, 118, 120, 178, 181, 187, 195 u. s. w.

welche heute die Mulden grossentheils erfüllen, begraben liegen. Nun schneiden allerdings, im Innern der Mulden, die Bäche nirgends so tief ein, dass das Liegende der Tuffe und Lavaablagerungen erschlossen wird; aber da, wo die Flüsse aus den Mulden austreten, wo die verhältnissmässig engen Querthäler beginnen, sehen wir überall die vulkanischen Produkte direkt die alten cordillerenbildenden Gesteine überlagern, sowohl die Eruptivgesteine der Kreideperiode in der Westcordillere, wie die krystallinischen Schiefer und Granite in der Ostcordillere.

Wie die Einsenkungen beschaffen waren, ehe die vulkanischen Ausbrüche, durch den Aufbau grosser Gebirge und die Ablagerung mächtiger Tuffschichten, umgestaltend einwirkten, davon können wir uns nur ein ungefähres Bild machen; denn wie ein Mantel oder eine ausgebreitete Decke verhüllen die neuen Ausbruchsprodukte den alten Gebirgsbau. In der wesentlich aus Eruptivgesteinen der Kreideformation aufgebauten Westcordillere fanden die vulkanischen Ausbrüche nahe auf dem Gebirgskamme statt. Hohe Kegel oder flachdomförmige Berge wurden aufgeschüttet, deren Laven und loses Ausbruchsmaterial in grosser Menge gegen Osten ergossen und zerstreut wurde, so dass der ganze den interandinen Einsenkungen zugekehrte Theil der Cordillere damit bedeckt ist, während gegen Westen die vulkanischen Massen rasch und steil gegen die in die alte Formation eingegrabenen Thäler abbrechen. Nur an wenigen Stellen tritt auf dem Kamm der Cordillere oder in den Calderas der vulkanischen Gebirge das alte Gestein zu Tage, in Höhen von 3000 bis 4300 Meter. Etwas anders zeigen sich die Verhältnisse an der aus krystallinischen Schiefern und Hornblendegesteinen gebildeten Ostcordillere, deren höchsten Kämmen die neuen vulkanischen Gebirgsmassen, gegen Westen zu, vorgelagert sind, so dass durch dieselben die Breite der interandinen Mulden, besonders der nördlicheren, wesentlich verringert wird. Auch hier erreicht die alte Cordillere Höhen von 4000 bis 4400 Meter mit einzelnen bis 4600 Meter aufragenden Gipfeln. Die Breite der Einsenkungen, von Kamm zu Kamm der alten Cordilleren gemessen, beträgt zwischen 35 bis 60 Kilometer; doch herrschen die grösseren Breiten bei weitem vor, so dass man als mittlere Breite etwa 50 Kilometer annehmen kann. Wie tief die Mulden eingesenkt waren, lässt sich nicht direkt bestimmen, da, wie gesagt, in den mittleren Theilen der Mulden nirgends das Liegende der vulkanischen Ablagerungen erschlossen ist. Aber wir sind doch in der Lage, ein Maximum der Tiefen anzugeben, da beim Eintritt der die Mulden entwässernden Flüsse in die engen, das umgebende Gebirge durchschneidenden Querschluchten die alten Gesteine im Grunde der Thäler erschlossen sind. Vom Rio Mira, dem nördlichsten der Querthäler, der als Rio Chota die Mulde von Ibarra entwässert, liegt keine Messung vor, aus welcher sich die Höhe der Thalsohle beim Beginn der nach dem Stillen Ocean führenden Schlucht genau bestimmen

liesse. Da aber der Puente del Chota in etwa 1550 Meter Höhe liegt (nach A. v. Humboldt in 1612 m), so darf man wohl annehmen, dass der Fluss bei seinem Austritt aus der Ibarra-Mulde eine Höhenlage von etwa 1200 bis 1300 Meter hat. Der die Mulde von Quito entwässernde Rio Guaillabamba tritt bei etwa 1500 bis 1600 Meter (Puente de Perucho, 1565 m) in das nach Westen führende Gebirgsthal ein. Das einzige die Ostcordillere durchschneidende Thal, in welchem sich die die Mulden von Latacunga und Riobamba entwässernden Flüsse, der Rio Cutuchi und der Rio Chambo zum Rio Pastaza vereinigen, erschliesst die alte Schiefer in etwa 1900 Meter Meereshöhe. Wir erhalten also für die tiefsten Punkte der alten Mulden Meereshöhen von 1250, 1550 und 1900 Meter. Ergiebt sich zwar aus diesen Zahlen, dass der Grund der alten Mulden verschiedene Meereshöhen besass, so können wir doch bei dem Mangel genauerer Daten annehmen, dass im Durchschnitt der Grund der nach Westen entwässernden Mulden 1600 Meter nicht überstieg, während die beiden südlicheren Mulden nur bis etwa 2000 Meter Meereshöhe eingesenkt waren. Das sind sicherlich zu geringe Höhen, aber selbst bei diesen ungünstigen Annahmen ergiebt es sich, dass das ideale Gefälle, von den Kämmen der beiderseitigen Cordilleren nach der Mitte der Mulden, nur $5\frac{1}{2}$ und $4\frac{1}{2}$ Grad betrug, dass es sich also in Wirklichkeit um flache Einsenkungen der Erdoberfläche handelte.

Die Entwässerung des Hochlandes durch drei Querthäler, von welchen das eine durch zwei von entgegengesetzter Richtung kommende Flüsse gespeist wird, zeigt uns, dass drei bis vier von einander unabhängige Mulden vorhanden waren. Eine genauere Betrachtung der Gebirgsformen lehrt aber, dass die zu grossen Bergmassen aufgehäuften vulkanischen Ausbruchsprodukte wesentliche Veränderungen in dem Entwässerungssystem des Hochlandes bedingt haben müssen. Sind doch die ganzen, den interandinen Einsenkungen zugekehrten Abhänge beider Cordilleren unter Laven und Tuffen von oft 800 bis 1000 und an einzelnen Stellen bis 2000 Meter Mächtigkeit derart begraben, dass es einer eingehenden Untersuchung bedarf, um das Vorhandensein einer älteren Unterlage nachzuweisen. Herr Stübel[1]) hat auf Veränderungen in den Flussläufen hingewiesen, welche der Aufbau des Mojanda und des Pululagua bedingen mussten; ich[2]) habe zu zeigen versucht, dass die beiden Thäler, welche den Quilindaña umfliessen, vor dem Aufbau des Cotopaxi und des Páramo de Pansache weiter in das Hochland eingriffen, dass sie Thalmulden auf dem Hochlande bilden mussten, deren Gewässer erst in der weit ostwärts liegenden Carrera nueva den alten Gebirgskamm durchbrachen. Aller Wahrscheinlichkeit nach reichte auch, vor dem Aufbau des Iliniza, das weite und tiefe, jetzt mit

[1]) Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 248.
[2]) W. Reiss und A. Stübel: Das Hochgebirge der Republik Ecuador, II, 1901.

den vom Iliniza und namentlich vom Quilotoa stammenden Tuffschichten erfüllte Thal des Rio Toache einst weit in das Hochland hinein, und eine genauere Untersuchung dürfte noch weitere Beispiele dieser Art kennen lehren. Die erwähnte Thalgruppe des Quilindaña unterscheidet sich von den bekannten Mulden von Ibarra, Quito, Latacunga und Riobamba wesentlich dadurch, dass ihre Sohle noch wenig tief eingegraben war; denn die sie entwässernden Bäche treten schon in einer Höhe von 3600 Meter in die tiefen, die Carrera nueva durchneidenden Schluchten ein.

Diese Betrachtungen führen zu der Annahme, dass einst auf dem Hochlande von Ecuador eine ganze Reihe weit verzweigter Thalmulden vorhanden war, deren zu grösseren Bächen oder Flüssen sich vereinigende Gewässer in engen Schluchten, in richtigen Querthälern, theils nach Ost, theils nach West, abflossen. Die Thalmulden können unter sich nur durch verhältnissmässig niedere Umwallungen getrennt gewesen sein, denn nirgends ragen heute ältere Gesteine aus den die Mulden bedeckenden vulkanischen Massen empor.

Es wirft sich nun die Frage auf, wie kann ein solches System von Thalmulden entstehen, wie können sich die engen Schluchten bilden, welche die hohen Cordilleren zu durchbrechen scheinen? Die Antwort auf diese Frage erscheint sehr einfach: denn wir kennen nur eine Kraft, welche im Stande ist, solche Wirkungen zu erzielen, und das ist die Erosion des fliessenden Wassers. Wir müssen also annehmen, dass die Einsenkungen zwischen den beiden, aus zwei verschiedenen Gesteinsformationen gebildeten Cordilleren einst ausgefüllt waren, dass da, wo wir heute zwei, Nord-Süd verlaufende Gebirgszüge zu sehen glauben, ein breites, unregelmässig geformtes Hochland sich ausdehnte, dass allmälig, durch die Einwirkung der fliessenden Gewässer, in einzelne Entwässerungsgebiete aufgelöst wurde. Die weit verzweigten Quellbäche eines jeden solchen Gebietes flossen, zu einem starken Bache oder zu einem Flusse vereinigt, an der niedersten, in ihrem Bereich sich findenden Stelle über den Rand des Hochlandes ab und schnitten ganz allmälig, in demselben Maasse, wie die Mulden sich vertieften, jene engen Schluchten in die Aussengehänge ein, deren Anblick uns heute mit Erstaunen erfüllt, deren Entstehung um so räthselhafter erscheint, als sie mitten zwischen vulkanischen Bergmassen auftreten, deren Formen noch wenig durch die Einwirkung der Erosion beeinflusst sind.

Vor achtzehn Jahren habe ich zum ersten Male die vorstehende Deutung der so eigenthümlichen Gebirgsformen des ecuatorianischen Hochlandes gegeben;[1]) aber ich begreife sehr wohl, dass ein solcher Erklärungsversuch gewagt erscheinen muss, wenn die

[1]) Paläontologische Abhandlungen, herausgegeben von W. Dames und E. Kayser, I. 1883, S. 54–56.

gemachten Annahmen nicht durch weitere Thatsachen gestützt werden. Nun lässt sich leicht nachweisen, dass in den ecuatorianischen Anden die Wegführung von Gesteinsmassen in noch viel grösserem Maassstabe stattgefunden haben muss, als die durch die Erosion bedingte Anstiefung der interandinen Mulden voraussetzt. Es treten nämlich die in den Cordilleren Colombias weitverbreiteten, wohl meist der Kreideformation angehörigen, sedimentären Schichten in Ecuador als zusammenhängende Ablagerungen hauptsächlich an den Aussengehängen der Westcordillere auf. Nur in den südlicheren Theilen der Republik sind sie auch in den mittleren Theilen des Gebirges entwickelt. So wird in der Provinz Azuay[1]) der Raum zwischen den Eruptivgebilden der Kreideformation und den krystallinischen Schiefern durch eine mächtige Sandsteinformation erfüllt, die jetzt zwar durch die Einwirkung der Erosion schon vielfach zerstört ist, deren ursprünglicher Zusammenhang sich aber noch deutlich erkennen lässt. Die Schichten stehen steil, streichen in meridionaler Richtung und sind auch hier zum Theil mit vulkanischen Ausbruchsprodukten bedeckt. Aehnliche Sedimentgesteine finden sich nun am Chimborazo in etwa 4400 Meter Höhe; schiefrige Schichten mit Kohleneinlagerungen stehen an dem Innenhang der Ostcordillere, bei dem Ort Penipe,[2]) nahe dem Grund der Riobamba-Mulde, in 2500 bis 2600 Meter Meereshöhe an, und im Osten der Ostcordillere ruht auf dem höchsten Zacken des krystallinischen Schiefergebirges der Cordillere de los Llanganates, am Cerro hermoso (4576 m), ein Komplex horizontal gelagerter, bituminöser Kalkschiefer, der fast bis zu 4600 Meter Höhe emporragt.[3]) Gerade dies letztere Vorkommen einer völlig isolirten Masse von Sedimentschichten auf dem höchsten Gipfel der alten Cordillere liefert den Beweis einer gewaltigen Abtragung. Weit und breit sind hier nur die scharfen Grate der krystallinischen Schieferberge zu sehen, zwischen welchen schroff eingeschnittene Thäler zu dem in den Rio Pastaza mündenden Rio Topo hinabziehen. Dort stehen, an der rechten Seite des Rio Topo, in 1222 Meter Meereshöhe, abermals Sedimentschichten an.[4]) Die bituminösen Schiefer am Cerro hermoso müssen einst einer weit ausgedehnten Ablagerung angehört haben; sie bezeugen uns, dass die krystallinischen Schiefer von Sedimenten bedeckt waren, dass das Gebirge seine jetzige Gestalt erst er-

[1]) Man vergleiche hierzu: Th. Wolf, Geografia y Geologia del Ecuador. Leipzig 1892, p. 244—257 und die zugehörige geologische Karte, sowie die ältere Arbeit desselben Autors: Viajes cientificos por la Republica del Ecuador, II. Guayaquil 1879, p. 55—62; siehe auch: W. Reiss, Carta à S. E. el Presidente de la Republica, sobre sus viajes à las Montañas del Sur de la Capital, Quito 1873, p. 15, 16; Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, XXVII, 1875, S. 289—290.

[2]) Herr Wolf hält die Kohlen von Penicuchu für archaisch: Zeitschrift d. d. geol. Gesell., XXIV, 1872, S. 57; Geografia y Geologia del Ecuador, 1892, p. 229.

[3]) Carta del Dr. W. Reiss à S. E. el Presidente de la República sobre sus viajes à las Montañas del Sur de la Capital, Quito 1873, p. 12, 13; deutsch: Zeitschrift d. deutschen geol. Gesell., XXVII, 1875, S. 286, 287.

[4]) Herr Wolf hat, nach den Handstücken der Stübel'schen Sammlungen, zuerst auf diese Schichten und ihre Zugehörigkeit zur Kreideformation hingewiesen: Geografia y Geologia del Ecuador, p. 240 und Karte.

halten konnte, nachdem diese schützende Decke durch die Erosion zerstört und weggeführt war. Die Cerro hermoso-Schichten weisen also darauf hin, dass, wie an den Westabhängen der Westcordillere, so auch an den Ostabhängen der Ostcordillere Schichten der Kreideformation entwickelt waren; und die Analogie mit der Cuenca-Mulde, im Verein mit den Vorkommnissen bei Penipe und an den Südgehängen des Chimborazo, dürften es als gerechtfertigt erscheinen lassen, anzunehmen, dass einst der Raum zwischen den heutigen Ost- und Westcordilleren mit Sedimentschichten erfüllt war. Welche Anordnung diese jetzt verschwundene Schichtenfolge besass, lässt sich kaum mehr errathen, vielleicht waren die Schichten steil gestellt und verliefen in meridionaler Richtung, wie die Sandsteine von Azógues; wie dem aber auch sei, so viel steht fest: Eine solche Erfüllung des Raumes zwischen den Diabasen und Dioriten der Westcordillere einerseits und den Gneissen, Hornblendegesteinen und Glimmerschiefern der Ostcordillere andererseits musste die Bildung weiter Thäler auf dem Hochlande, welches an Stelle der jetzt vorhandenen interandinen Räume zu denken ist, wesentlich begünstigen. Der grosse Unterschied in Härte und Widerstandsfähigkeit zwischen den Sandsteinen und schiefrigen Thonen der Kreideformation und den Diabas- und Gabbrogesteinen, sowie den krystallinischen Schiefern lässt es verständlich erscheinen, dass die allmälig sich vertiefenden und rückwärts einschneidenden Thäler des Hochlandes ihre nördlichen und südlichen Umwallungen unverhältnissmässig mehr abtragen mussten, als die aus den härteren Materialen bestehenden östlichen und westlichen Begrenzungen. Die Erosion hat hier eine gewaltige Arbeit geleistet: Wir sehen gewissermassen nur das Gerippe der alten Cordillere. Die Ostseite des Gebirges hat, entsprechend den klimatischen Verhältnissen, ungleich mehr gelitten, wie die Westseite, an welcher noch zusammenhängende Schichtenreihen der Kreideformation erhalten sind, während an ersterer die unterlagernden krystallinischen Schiefer herausgeschält wurden, so dass nur noch vereinzelte Ueberreste der Kreideformation Zeugniss ablegen für den ursprünglichen Zustand der alten Cordillere. Aber nicht nur die ganze Schichtenreihe der Kreidezeit ist weggeführt, auch das dieselben unterlagernde krystallinische Schiefergebirge ist in scharfe Grate und hohe Zacken aufgelöst, zwischen welchen tief eingesenkte, schwer zugängliche Thäler verlaufen, welche dem ganzen Gebirgsabhang ein wildes, zerrissenes Aussehen verleihen.

In diesem durch die Erosion stark umgestalteten Gebirge entwickelte sich nun eine vulkanische Thätigkeit, die, gegen das Ende der Diluvialzeit[1]) beginnend, bis zum

[1]) Da nach den Untersuchungen des Herrn Th. Wolf (Geografia y Geologia del Ecuador. 1892, p. 371 ff.) vulkanische Gesteine nie in den tertiären Schichten am Westfuss der Westcordillere vorkommen, auch die diluvialen Ablagerungen erst in ihren oberen Theilen vulkanische Gerölle und Gesteinsfragmente führen, so müssen die vulkanischen Ausbrüche in Ecuador im Wesentlichen in der allerneuesten Erdperiode stattgefunden haben und dürfte ihr Beginn kaum tiefer als das obere Diluvium zu setzen sein. Damit wird

heutigen Tage fortdauert. Die Ausbrüche fanden meist auf den höchsten Kämmen der Cordilleren statt; die aufgeschütteten Berge erreichen Höhen bis zu 6000 und 6300 Meter, also eine Höhe bis zu 2000 Meter über den alten, als Grundlage dienenden Bergzügen. Während aber in der Westcordillere die vulkanischen Gebirge dem Kamm der alten Cordillere sozusagen rittlings aufgesetzt sind, lagerten sie sich in der Ostcordillere dem alten Gebirge gegen Westen vor und griffen somit weit in die interandinen Mulden ein. Auch in den Mulden selbst fanden zahlreiche Ausbrüche statt, wurden hohe Berge aufgebaut, welche zum Theil an die eine der beiden Cordilleren sich annähern oder quer zwischen beide gestellt sind. Zu den ersteren gehören unter anderen: der Imbabura mit seinen Nebenkegeln, der Sincholagua, Rumiñahui, Pasochoa und Cotopaxi, der Llimpi und Igualata, der Ilaló und wohl auch der Sagoatoa; zu den letzteren wären vor allem der Mojanda, dann die Chaupi-Berge und die das ganze System gegen Süden abschliessenden Berge von Yaruquies zu rechnen. Der Aufbau aller dieser Berge musste allmälig das Entwässerungssystem des Hochlandes verändern: Abflussschluchten wurden ausgefüllt und abgeschlossen, die quer zwischen die Cordilleren gestellten Berge mussten die Scheidung in einige wenige grosse Mulden bedingen und so die Entwässerungsverhältnisse herbeiführen, welche gegenwärtig das interandine Hochland Ecuadors charakterisiren. Die Räume zwischen den Bergen, die ganzen interandinen Einsenkungen in ihrer heutigen Gestalt sind in ihrem Grunde erfüllt von mächtigen Tuffablagerungen, die theils als Auswurfsprodukte direkt in die Mulden gelangten, theils aber auch von den Abhängen der umgebenden Berge durch das Regenwasser oder durch die Bäche und Flüsse herabgeschwemmt wurden. Zwischen diesen oft mächtigen Tuffschichten fanden Ausbrüche statt, wie die vereinzelt zwischengelagerten Lavaströme beweisen; ja, in der Provinz Imbabura lassen sich sogar kleine, begrabene Schlackenkegel nachweisen. Die Hauptmasse des Tuffes ist jedoch sicherlich durch die Flüsse und das Regenwasser eingeschwemmt: denn bei den gewaltigen Regengüssen, welche an den Bergen niedergehen, wird alles lose Material abwärts geführt. Daraus erklärt sich auch die Thatsache, dass im inneren Bau der Vulkanberge Tuffschichten eine verhältnissmässig geringe Rolle spielen. An den Aussenhängen der Cordillere vertheilt sich das abgeschwemmte Material auf eine grosse Anzahl tief eingeschnittener Thäler, wird weit weggeführt, so dass nur ausnahmsweise, wie z. B. im Thal des Rio Toachi, grössere Tuffanhäufungen entstehen können; an den Innenhängen beider Cordilleren aber werden die Schwemmprodukte in die fast abflusslosen interandinen Mulden zusammengeführt, und müssen sich dort zu mächtigen Ablagerungen anhäufen.

meine früher ausgesprochene Annahme, die vulkanische Thätigkeit in Ecuador könne möglicherweise bis in die Tertiärzeit zurückreichen, hinfällig. (Zeitsch. d. d. geol. Gesell. XXVI, 1874, S. 925; Paläontol. Abhandl., herausgegeben von W. Dames und E. Kayser, I, 1883, S. 51.)

Am grossartigsten finden sich die Tuffe in den Mulden von Ibarra und Quito entwickelt. Die Verhältnisse sind im Grossen und Ganzen so ähnlich, dass es genügen dürfte, eine dieser Mulden zu schildern, und zwar will ich, als Beispiel, die Mulde von Quito wählen, da hier die Eigenthümlichkeiten besonders hervortreten, welche zur Annahme alter Seebecken verleiten können.

Von Süden her drängen die Laven und Tuffe der grossen, die Quito-Mulde abschliessenden Vulkangruppe, des Cotopaxi, Rumiñahui, Pasochoa und Sincholagua mit raschem Abfall in den obern Theil des interandinen Raumes: sie lassen am deutlichsten die gegen Norden gerichtete Senkung des ganzen Geländes erkennen. Aber ausser dieser der Ausgangspforte der Mulde zustrebenden Neigung, zeigt dasselbe einen starken Abfall gegen Westen, so dass die von den Abhängen der Ostcordillere ausgehenden Tuffschichten den die ganze Mulde entwässernden Fluss dicht an den Fuss der Westcordillere gedrängt haben. Ein Blick auf eine der in grösserem Maassstabe ausgeführten Karten von Ecuador, wie wir sie in Herrn Wolfs „Geografia" oder in Herrn Stübels „Vulkanberge" besitzen, genügt, um aus dem Verlauf der Bäche diese Verhältnisse klar erfassen zu können.

Als dünner Ueberzug, den Oberflächenformen der Berge sich anschmiegend, bedecken die Tuffe die Gehänge der Ostcordillere bis zu Höhen von 3000 Meter und mehr; gegen Westen nehmen sie an Mächtigkeit zu, wie dies die, an Tiefe gegen Westen ebenfalls zunehmenden Schluchten der sie durchschneidenden Bäche deutlich vor Augen führen. Fast wie eine ausgedehnte Ebene erscheint das weite Tuffplateau im Grunde der Mulde; ein Eindruck, der auch durch die vielen, es durchziehenden Wasserläufe nicht abgeschwächt wird: denn die Gewässer haben sich in dem weichen Material enge, wie mit dem Messer eingeschnittene Rinnen eingegraben, die in Folge ihrer geringen Breite und ihrer scharfen Ränder, trotz ihrer grossen Tiefe, bei der Betrachtung aus der Ferne völlig verschwinden. Während sich nun das Tuffplateau von Südost nach Nordwest ganz allmälig senkt, vertiefen sich rasch die Thalschluchten, so dass ihre Sohlen von 80 bis 250 Meter unterhalb der Schluchtränder zu liegen kommen. Wie gering die Neigung der Oberfläche dieses Muldenlandes ist, zeigt die von den französischen Akademikern, bei Gelegenheit der Gradmessung, vorgenommene Untersuchung: Es verläuft nämlich die nördliche Basis der ganzen Triangulation auf einem von zwei Schluchten begrenzten Stück des Plateaus; der nordwestliche Endpunkt in Caraburo liegt 245,6 Meter tiefer, als der 12,2 Kilometer entfernte südöstliche Endpunkt in Oyambaro, so dass also die Neigung der Plateauoberfläche nur ein Grad sechs Minuten beträgt.[1])

Die stumpf an die Westabhänge der Ostcordillere angelagerten Tuffe sind in den

[1]) de la Condamine, Mesure des trois premiers Degrés, 1751, p. 5 ff.

tiefen Schluchten in hohen Durchschnitten aufgeschlossen. Aber da sieht man nichts von der eigenthümlichen Schichtung, welche für die Deltabildungen in Seebecken so charakteristisch ist: Die Schichten, in sehr verschiedener Mächtigkeit entwickelt, verlaufen, mit wenigen Ausnahmen, der Oberfläche parallel. Es sind z. Th. wirkliche Tuffe, z. Th. aber auch Schuttschichten, in welchen, meist scharfkantige, Bruchstücke der Lavaformation wild durcheinander liegen. Nirgends sind in diesen Schichten Ueberreste von Seebewohnern aufzufinden; denn die Land- und Süd wasserkonchylien, welche M. Wagner[1]) aus den obersten Schichten erwähnt, können noch heute in jedem Bachbett, in jeder durch den Regen oder den Wind gebildeten Anhäufung losen Materials abgelagert werden.[2]) Nur selten treten Lavabänke zwischen den Tuffen auf, und hie und da fliesst, im Grunde der Schlucht, der Bach über eine feste Lavaschicht. Dass aber auch grosse, oft sich wiederholende Ausbrüche hier stattgefunden haben, das beweist der, etwa in der Breite von Quito, abgesondert von der Westcordillere, aus dem Tufflande frei sich erhebende Ilaló (3161 m), ein domförmiges, von der Erosion schon ziemlich umgestaltetes Vulkangebirge, dessen relative Höhe zwischen 600 und 700 Meter schwankt, je nach dem Standpunkt an seiner Basis, von welchem aus man den Berg betrachtet. Dabei lässt sich gar nicht bestimmen, wie tief die Abhänge des Berges in die Tuffe, welche seinen Fuss umhüllen, hinabreichen. Der Ilaló hat für die von Osten kommenden Bäche ein Hinderniss gebildet, so dass sie, an seinem Fusse entlang ziehend, eine starke Ablenkung gegen Norden erfahren haben. Der ganze Berg ist bis zu seinem Gipfel mit Tuff bedeckt, aber es sind dies nicht die flach gelagerten Tuffe der Mulde, sondern es sind Cangahuaschichten, welche die Gehänge gleichmässig überziehen und diesen sich anschmiegend verlaufen. Und wie am Ilaló, so steigen auch am Westabhang der Ostcordillere Tuffe zu beträchtlicher Höhe, bis zu 3100 und 3600 Meter, an; aber auch diese Tuffe unterscheiden sich in ihrer Ausbildung wesentlich von den mächtigen Ablagerungen im Grunde der Mulde: Es sind Auswurfsprodukte, Anhäufungen kleiner Bimssteine und Rapillischichten, wie wir sie nahe vulkanischen Ausbruchspunkten zu sehen gewohnt sind oder aber, wie am Pamba-marca, Cangahuaschichten, hie und da bis 30 Meter mächtig, Gebilde, welche ich, wie schon früher dargelegt, für äolischen Urprungs halte.[3]) Im Cangahua,

[1]) Naturwissenschaftl. Reisen im trop. Amerika 1870, S. 400.

[2]) Zehn Kilometer vom Fuss der Ostcordillere entfernt enthalten die Tuffe noch überall faustgrosse und grössere Stücke der so charakteristischen Guamani-Gesteine. Selbst ein grosser Fluss hätte solche Stücke in einem noch immer 800 Meter tiefen See nicht so weit transportiren können, wie viel weniger konnten dies die Bäche der Ostcordillere leisten, von welchen jeder nur ein kleines Quellgebiet besitzt. In einem See müssten, in solcher Entfernung vom Ufer, aus feinstem Detritus bestehende Schutte sich finden

[3]) An den Vulkanen Mexicos scheint eine cangahuaartige Bildung unter ganz ähnlichen Lagerungsverhältnissen aufzutreten, für welche Virlet-d'Aoust ebenfalls eine äolische Entstehung in Anspruch nimmt. Bull. de la Soc. de Géol., 2e Serie, t. XIII, cit. von St. Meunier in: Les causes actuelles en Géologie, 1879. p. 247, 248.

dem neuesten Glied der Tuffformation, finden sich die Ueberreste fossiler Säugethiere, deren Beschreibung und Altersbestimmung wir Herrn Branco verdanken.[1])

Auf den ersten Blick möchte es erscheinen, als hätte die gesammte Tuffmasse fertig abgelagert sein müssen, ehe die Schluchten und Thäler eingegraben werden konnten. Aber von einer einzigen Eruption können diese Schichten nicht herrühren; dagegen spricht sowohl die ungeheure Menge des Materials, als auch die Verschiedenartigkeit der einzelnen Bänke: unzweifelhaft stammen die Tuffe von der Ostcordillere, deren eigenthümliche Dacit- und Liparit-Laven, wie Leitfossile, die Herkunft der Gesteinsschichten kennzeichnen. Nun wissen wir, dass die vulkanischen Gebirge der Ostcordillere im Wesentlichen aus unzähligen, übereinander gelagerten Lavenströmen bestehen, deren jeder einzelne, oder auch gelegentlich zwei oder drei, einem besonderen Ausbruch ihre Entstehung verdanken. Jede neue Eruption aber musste der interandinen Mulde sowohl neue Tuff- und Ausbruchsprodukte zuführen, als auch loses Material an den Berggehängen ablagern. Wohl ist es möglich, dass gelegentlich durch heftige Ausbrüche mächtigere Schichten sich anhäuften; aber im Grossen und Ganzen haben wir uns doch die Bildung der Tuffschichten in derselben Weise zu denken, wie wir deren Vermehrung an einzelnen Stellen noch heute beobachten können: Bei heftigen Regengüssen sehen wir, dass von den Gehängen der Berge alle losen Stücke, seien es ausgeworfene Rapilli, seien es Bruchstücke der unter dem Einfluss der Atmosphärilien zerbröckelnden Gesteine, herabgefegt werden, und dass oft sich Schlammströme bilden, welche, die Thalrinnen erfüllend, über das umgebende Land sich ausbreiten. Wie vollständig die losen Auswurfsprodukte von den Bergen herabgeschwemmt werden können, dafür geben uns die Verhältnisse am Quilotoa[2]) ein gutes Beispiel. Dort fand in dem von älteren Gesteinen begrenzten Thale des Rio Toachi ein Ausbruch saurer Gesteine statt, bei welchem ein flacher Dom mit weiter Kratereinsenkung gebildet wurde. Ungeheure Massen von Bimssteinen und losen Auswurfsprodukten muss der Krater ausgeschleudert haben, denn der mittlere Theil des Toachi-Thales ist mit grossen Tuffplateaus erfüllt, ähnlich den Tuffablagerungen im Grunde der Quito-Mulde. Die Regenwasser und die Bäche haben das lose Material in den Grund des Thales geschwemmt, so dass auf den umgebenden Bergen, welche doch bei den Ausbrüchen damit überschüttet werden mussten, kaum noch Spuren von Bimssteintuffen sich finden.

Kommen schon unter gewöhnlichen Verhältnissen Ueberfluthungen vor, wie dies

---

[1]) Ueber eine fossile Säugethier-Fauna von Punin bei Riobamba in Ecuador; Dames und Kayser, Paläontologische Abhandlungen I. 1883, S. 41—204, Taf. VI—XXIV.

[2]) W. Reiss in: Zeitschrift der deutschen geol. Gesell., 1875, S. 275—281; A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 182—191.

Herr Wolf[1]) am Cotopaxi beobachtet hat und wie wir am Piñan täglich Gelegenheit hatten, es zu sehen, so werden dieselben bei den durch Erdbeben erzeugten Erdstürzen und bei grossen vulkanischen Ausbrüchen in ungewöhnlichem Maasse gesteigert werden und einen beträchtlichen Zuwachs der Tuffmassen bedingen. Solche Ueberfluthungen gehören keineswegs zu den seltenen Erscheinungen in Ecuador; so besitzen wir Nachrichten über gewaltige Schlammströme, welche in Folge von Erdbeben von den Bergen Sincholagua (1660),[2]) Imbabura (1691 und 1765),[3]) Carihuairazo (1698),[4]) Tunguragua (1797)[5]) und Cotacachi (1868)[6]) sich ergossen haben, und bei allen Ausbrüchen des Cotopaxi wird von den Ueberschwemmungen und dem grossen Schaden berichtet,[7]) welche die Schlammfluthen in den bewohnten Landestheilen verursachen. Die Gebäude, die Fabriken und die bebauten Felder, von deren Zerstörung wir hören, liegen nicht in den Thalrinnen, sondern zu Seiten der Thäler auf der Oberfläche der Plateaus. So wurden mehrfach die fruchtbaren Ländereien des Chillo-Thales überfluthet, so bildete sich beim Ausbruch des Cotopaxi im Jahre 1877 ein meilenbreiter Schlammsee nördlich von Latacunga, dessen dickflüssige Massen die Thäler erfüllten und das zwischen ihnen liegende Land überdeckten.[8]) Durch solche Fluthen wird sowohl das Tuffplateau, als auch der Grund der Thäler erhöht, deren Gefälle sich in dem Maasse vermindert, als die durch die Gewässer transportirten festen Bestandtheile in den unteren Theilen der Thäler abgelagert werden. Nur in langen Ruhepausen zwischen den einzelnen Ausbrüchen wird eine wesentliche Vertiefung der Wasserläufe eintreten; beim Erlöschen der vulkanischen Thätigkeit ändern sich die Verhältnisse, denn von da ab wirkt allein und in unausgesetzter Folge die erodirende Thätigkeit des fliessenden Wassers, ohne dass durch Zufuhr neuen Materials die erzeugten Unebenheiten wieder ausgeglichen würden. In diesem Zustande befindet sich heute das der Ostcordillere vorgelagerte Tuffland. Dass aber nur eine kurze Zeit seit dem Erlöschen der vulkanischen Thätigkeit in dem hier in Betracht kommenden Theile der Ostcordillere verstrichen ist, beweisen nicht nur das frische Aussehen einzelner Ausbruchspunkte (Puntas) und verschiedene neue Lavaströme, von welchen einzelne bis in die historische Zeit hereinreichen (Guamaní und Antisana), dafür

---

1) Neues Jahrb. f. Mineralogie, 1878, S. 134—135.

2) Th. Wolf, Neues Jahrb. f. Mineralogie, 1875, S. 463.

3) Ebd. S. 466 u. 576.

4) Ebd. S. 469.

5) A. v. Humboldt, Kosmos IV, 1858, S. 574.

6) Mündliche Berichte und eigene Beobachtungen.

7) Th. Wolf, Neues Jahrb. f. Mineralogie, 1875, S. 568, 569, 571—574. — Ebd. 1878, S. 133—140.

8) L. Sodiro, Relacion sobre la erupcion del Cotopaxi acaecida en el dia 26 de Junio 1877, Quito 1877, p. 7—17.

zeugt auch die Thatsache, dass die Gewässer noch nicht im Stande waren, die weichen Tuffschichten bis auf ihre Unterlage zu durchschneiden.

Ganz allmälig, im Laufe langer Zeiträume, wurden die den Grund der Quito-Mulde erfüllenden Tuffe abgelagert, und ganz allmälig, im Widerstreit zwischen Erosion und der durch die vulkanischen Ausbrüche bedingten Zufuhr neuen Gesteinsmaterials, entstanden die Thalschluchten, deren Vertiefung im Wesentlichen nach dem Erlöschen oder Nachlassen der vulkanischen Thätigkeit in der Ostcordillere erfolgte.

Nun giebt es aber, ausser diesen den Grund der Mulde erfüllenden Tuffe, noch andere Tuffablagerungen in der Quito-Mulde, deren Betrachtung wir uns jetzt zuwenden wollen.

Der ganze Südabhang des Mojanda[1]), jenes grossen Domgebirges, welches den Nordabschluss der Mulde bildet, ist mit mächtigen Tuffmassen bedeckt, deren gegen Süd geneigte Oberfläche, von vielen, scharf einschneidenden Wasserläufen zerrissen, in mehrfachen Terrassabsätzen gegen den Rand der tiefen Schlucht des Rio Pisque abfällt. Diese Tuffe, zwischen welchen hie und da Lavenströme eingelagert sich finden, führen nicht mehr Bruchstücke der Guamani-Gesteine; es sind Tuffe, welche im Wesentlichen als Ausbruchsprodukte des Mojanda angesehen werden müssen. Ihre Schichten zeigen sich steil abgeschnitten in den schroffen Wänden des Pisque-Thales, sie greifen nur in wenigen Fällen auf die entgegengesetzte Steite des Thales über und bilden eine für sich bestehende vulkanische Schichtenreihe. Der vom Cayambe und Pamba-marca kommende, stets viel Wasser führende, am Südfluss des Mojanda von Ost nach West verlaufende Fluss hat die Ausbreitung der Tuffe gegen Süden hin verhindert, indem all das lose Material von dem reissenden Gewässer hinweggeführt wurde: So konnten wohl die Tuffe an den Abhängen des Mojanda sich zu immer grösserer Mächtigkeit aufbauen, ein Talus aber konnte sich gegen Süden nicht bilden. Die Grenze der Tuffablagerung bedingte der Rio Pisque, der, den Fuss der Tuffe benagend, stets steile Abstürze erzeugen musste. Mächtiger, als im Grunde der Quito-Mulde die von der Ostcordillere stammenden Tuffe entwickelt sind, häuften sich die Mojanda-Tuffe an, so dass der rechte Steilrand der Pisque-Schlucht bedeutend höher liegt, als die Tuffplateaus auf der linken Seite des Flusses. Vier bis fünfhundert Meter hoch ragen die hellen, kahlen Wände auf, an welchen die Hauptstrasse, der Camino real, von Quito nach Ibarra sich hinwindet, während die Abstürze der Muldentuffe nur zwei und dreihundert Meter Höhe erreichen.

Ganz ähnlich wie am Mojanda ziehen Tuffablagerungen am Ostfuss der Ostcordillere entlang. Sie bilden einen schmalen Saum, der am schönsten in den Höhen

[1]) Siehe: W. Reiss und A. Stübel: Reisen in Südamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador II, 1896, S. 9—11.

der Loma de Chinquiltina, an den Abhängen des Pichincha und der Berge von Calacalí, entwickelt ist. Auch hier war der Ausbreitung der Tuffablagerungen eine Grenze durch einen, dicht an den Ostfluss der Westcordillere gedrängten, grossen Fluss gesetzt. Wohl konnten sich die Auswurfsprodukte und die durch die Regen und Gewässer herabgeführten Schwemmmassen an den Abhängen der Berge, Schicht für Schicht, in die Höhe bauen, aber alles lose Material, welches weiter nach Osten zu gelangen strebte, musste von den Fluthen des Rio Guaillabamba hinweggespült werden, so dass hier, wie am Rio Pisque, abgeschnittene Tuffränder entstehen mussten. Schroffer und höher, wie die Mojanda-Tuffe, erheben sich die Wände der Loma de Chinquiltina über die Tuffplateaus der Quito-Mulde. Vom Rio Guaillabamba (1881 m), nahe dem Orte gleichen Namens, bis zur Höhe von Chinquiltina (2635 m) steigt der Camino real mehr denn 700 Meter, unausgesetzt an der steilen Tuffwand sich in die Höhe windend. In die schmale der Westcordillere hier vorgelegte Tuffterrasse, welche eine schwache Neigung gegen Norden besitzt, hat der Bach von Pomasque in einer muldenförmigen Einsenkung sein enges Bett eingegraben. Wie langsam diese Tuffablagerungen sich bildeten, dafür liefert eine Einlagerung von Blätterkohle, welche bei dem Orte San Antonio de Llullubamba (2423 m), nahe dem Nordende der Chinquiltina-Terrasse sich findet, den unanfechtbaren Beweis. Dort fliesst der Rio de Pomasque, etwa 60 Meter tiefer als der genannte Ort, in einer von steilen, oft terrassenförmig abgesetzten Tuffwänden begrenzten Schlucht. In den Thalwänden sind schwach gegen Norden geneigte Schichten, helle Tuffe und Grusbänke, mit hie und da eingelagerten grossen Andesitblöcken, aufgeschlossen. Im unteren Drittel der Thalwand liegt eine etwa 10 bis 15 Meter mächtige Schichtenreihe von Lignit und Blätterkohle in oft wiederholter Reihenfolge, mit zwischenlagernden hellen, pflanzenführenden Tuffen. Einzelne der Kohlenstreifen sind dicht und bis ein Meter mächtig. Die Kohle ist, ähnlich wie der Dysodil von Rott, dünnschiefrig, leicht zerfallend und stark riechend. Die Mächtigkeit der ganzen Kohlenablagerung nimmt gegen Norden rasch ab und verläuft in einen dünnen, etwa einen Meter breiten Streifen in der Höhe des oberen Kohlenniveaus. Eine muldenförmige Einsenkung im Tuff ist durch diese Kohlenablagerung, die ihrerseits wieder von Tuffen bedeckt wird, erfüllt. Es dürfte sich wohl um ein altes Torfmoor handeln, ähnlich dem, welches heute noch bei Pelileo existirt und dessen Aufberstung Anlass zu der Sage von den brennbaren vulkanischen Tuffen gegeben hat. Sind diese Kohlenbildungen auch noch so unbedeutend, so zeigen sie doch unzweifelhaft, dass zwischen der Ablagerung der einzelnen Tuffschichten, welche uns heute wie eine zusammenhängende Reihe erscheinen, oft recht beträchtliche Zeiträume verflossen sein müssen.

Die in steilen Wänden gegen die Quito-Mulde abgeschnittenen Tuffablagerungen,

sowohl die am Ostabhang der Westcordillere, als auch die am Abhang des Mojanda, sind also in ganz ähnlicher Weise entstanden, wie die von den Westgehängen der Ostcordillere ausgehenden Tuffe im Grunde der Quito-Mulde: alle sind im Laufe langer Zeiträume ganz allmälig abgelagert worden. Die von der Ostcordillere ausgehenden Bildungen konnten sich weit gegen Westen, bis fast zum Fusse der Westcordillere, ausdehnen, während die beiden anderen Ablagerungen durch die einerseits an die Westcordillere, andererseits an den Fuss des Mojanda gedrängten Flüsse in ihrer Ausbreitung behindert wurden, so dass sie, statt in einem langgestreckten Talus zu verlaufen, in steil abgeschnittenen Wänden endigen. Von den Rändern der beiden abgeschnittenen Tuffplateaus übersieht man, wie von hohen Balkonen, am besten und schönsten das grossartige Bild, welches die weite interandine Einsenkung bietet, umgeben von hochanstrebenden Vulkanbergen.

Geben die Tuffablagerungen in der Quito-Mulde keine Anhaltspunkte, auf welche die Hypothese einer einstmaligen Seebedeckung sich stützen lässt, so ist dies noch weniger der Fall bei den Ablagerungen, welche in den Mulden von Ibarra, Latacunga, Ambato und Riobamba sich finden. Die Verhältnisse der letzteren Mulde habe ich bereits früher besprochen,[1]) von den drei anderen Tuffbildungen will ich nur noch diejenige von Latacunga erwähnen, da wir dort, gewissermassen vor unseren Augen, eine fast horizontal gelagerte Schichtenreihe in einem von hohen Bergen begrenzten Becken entstehen sehen, dessen enge Entwässerungsschlucht dereinst wohl als Durchbruchsthal eines alten Seebeckens gedeutet werden könnte.

Die gegen Süden an die Quito-Mulde anschliessende interandine Einsenkung von Latacunga wird von den Vulkanbergen Cotopaxi, Rumiñahui, Cerros de Chaupi und Iliniza in ihren nördlichen Theilen abgeschlossen; die Cordillere von Guangaje bildet die West-, der Páramo von Pansache die Ostumwallung. Gegen Süden nähern sich die Ausläufer der beiden zuletzt genannten Cordilleren mehr und mehr, so dass, wenig südlich von Latacunga, ihre Abhänge sich nahezu berühren und der die Latacunga-Mulde entwässernde Rio Cutuchi in einem engen, rasch sich vertiefenden Thale zwischen hohen Felswänden gegen Süden verläuft. In dem im nördlichen Theile breiten Hochlande werden alle von den hohen, zum Theil mit ewigem Schnee bedeckten Bergen herabgeführten Detritusmassen abgelagert, da dort die als reissende Gebirgsbäche von den Abhängen der Berge kommenden Gewässer plötzlich auf eine viel sanfter geneigte Fläche gelangen. Alle grösseren Fluthen werden hier Ueberschwemmungen erzeugen, durch deren Schutt und Schlammabsätze der Boden der Mulde allmälig erhöht wird; in gross-

[1]) Paläontolog. Abhandlungen, herausgegeben von W. Dames und E. Kayser, I. 1883, S. 52, 53.

artigem Maassstabe geschieht dies bei den Ausbrüchen des Cotopaxi, dessen Schlammfluthen, wie der Ausbruch vom Jahre 1877 zeigte, die ganze Hochfläche in einen Schlammsee verwandeln können. Jede solche Ueberfluthung wird dem Boden der Mulde eine neue Lage hinzufügen; sobald aber die zum Rio Cutuchi vereinigten Gewässer aus der Latacunga-Mulde austreten, wird der Schlammstrom zwar die enge Thalschlucht bis zu beträchtlicher Höhe erfüllen, aber keine Ablagerungen hinterlassen, da die bei dem rasch zunehmenden Gefälle gesteigerte Transportfähigkeit des Flusses alles mitgeführte feste Material thalabwärts befördern wird. Nur in kleinen Buchten, an den Einmündungen der Seitenthäler oder hinter vorspringenden Felsparthien können vereinzelte Schlammmassen abgesetzt werden, wie dies auch schon mit den grossen Bimssteinblöcken der Fall war, als deren Hauptlager die Schichten von San Felipe de Latacunga zu betrachten sind.[1])

Bleiben die Verhältnisse, wie sie heute bestehen, für längere Zeiten unverändert, so muss sich, nach und nach, in der Mulde von Latacunga eine den Grund des hoch gelegenen Beckens erfüllende, fast horizontale Schichtenreihe bilden, die, ringsum abgeschlossen, keinerlei Fortsetzung nach irgend welcher Seite erkennen lässt. Die Gewässer werden sich tiefe Rinnen in dem weichen Material eingraben, und zwischen hohen Tuffwänden wird der Rio Cutuchi, beim Austritt aus der Mulde, in die tiefe, gegen Süden verlaufende Felsschlucht hinabstürzen. Dann wird die Latacunga-Mulde, im Kleinen, Verhältnisse zeigen, wie wir sie, im Grossen, in der Quito-Mulde haben kennen lernen.

Im Verlauf dieser Betrachtungen bot sich mehrfach Gelegenheit darauf hinzuweisen, dass, ebenso wie die vulkanischen Berge durch oft wiederholte Ausbrüche allmälig aufgebaut wurden, auch die in den interandinen Mulden abgelagerten Tuffe lange Zeiträume zu ihrer Bildung beanspruchten. Doch aber möchte ich diesen Gesichtspunkt nochmals besonders hervorheben; denn hört der Leser von Tuffschichten, welche eine Mächtigkeit von 300 bis 800 Metern erreichen; hört er von aneinander gereihten vulkanischen Gebirgen, — von welchen die meisten dem Vesuv an Grösse mindestens gleich sind, viele aber den italienischen Vulkan bedeutend, ja oft um mehr als das Doppelte an Masse übertreffen, — welche in zwei, einander parallel laufenden Zügen die tiefen, von vulkanischen Massen erfüllten, interandinen Räume begrenzen; hört er, dass ganze Gebirgszüge unter vulkanischen Ausbruchsprodukten begraben liegen, so wird sich ihm fast unwillkürlich der Gedanke aufdrängen, dass einst in Ecuador die vulkanischen Kräfte in einer Weise thätig waren, gegen welche die heutigen Ausbrüche wie ein armseliges Nach-

[1]) Siehe die geolog.-topographische Einleitung zu Herrn Youngs Arbeit über die Gesteine des Cotopaxi, Rumiñahui, Pasochoa und Quilindaña in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador, II, 1904.

spiel erscheinen; er sieht dann wohl, im Geiste, die ganzen Cordilleren in Feuer und Flammen, die Abhänge der Berge mit glühenden Lavenströmen überzogen, Schlammströme, Aschen- und Tuffregen die interandinen Räume überfluthen und bedecken, so dass keine Pflanze, geschweige denn Thiere oder gar Menschen in diesen vom vulkanischen Feuer beherrschten Gegenden leben könnten; er wird vielleicht gar zu der Ueberzeugung kommen, dass es in Ecuador eine Periode gegeben habe, in welcher Berge, wie der Cotopaxi, der Cayambe und Chimborazo, in kurzer Zeit, schlimmsten Falles im Laufe weniger Jahrhunderte, enstanden seien. Solche Vorstellungen sind in der Natur keineswegs begründet; es sind Nachwirkungen aus den in der Kindheit der Geologie herrschenden Ansichten, von welchen wir uns nur schwer befreien können. Eine vulkanische Thätigkeit, wie sie in der historischen Zeit in Ecuador stattgefunden hat, genügt vollständig, um im Laufe der Jahrtausende, Berge wie die höchsten Andengipfel aufzuschütten, die alten Cordilleren mit Laven zu bedecken, überhaupt ein Gebirgssystem durch allmälige Ablagerung vulkanischer Ausbruchsmassen anfzubauen, wie es im Hochgebirge von Ecuador sich unseren Blicken darstellt.

Allerdings umfasst die historische Zeit in Ecuador noch nicht einmal vier Jahrhunderte; aber auch in Italien und Sizilien, den Ländern, in welchen die vulkanische Thätigkeit unter den günstigsten Verhältnissen schon über 2000 Jahre beobachtet werden konnte, hat sich keinerlei Gesetzmässigkeit in Bezug auf Häufigkeit oder Verlauf der Ausbrüche feststellen lassen, wir sind nicht in der Lage zu entscheiden, ob und welche Vulkane erloschen sind, ob eine Zunahme oder eine Abnahme der vulkanischen Thätigkeit stattfindet; nur soviel wissen wir, dass oft lange Ruhepausen mit Zeiten erhöhter Thätigkeit abwechseln, dass die heftigsten Eruptionen eines Vulkanes nach längeren Zeiten der Ruhe zu erwarten sind. Zu ganz ähnlichen Resultaten führt die Betrachtung der Vulkanausbrüche in den Cordilleren von Ecuador: Die Zahl der thätigen Vulkane war in den verschiedenen Jahrhunderten nur geringen Schwankungen unterworfen; es handelte sich stets um die vier thätigen Vulkane: Tunguragua, Cotopaxi, Antisana und Pichincha, zu welchen, seit dem achtzehnten Jahrhundert, der Sangay noch als fünfter hinzutritt. Es waren thätig:

im 16. Jahrh.: Cotopaxi, Pichincha, Antisana,
im 17. Jahrh.: Pichincha, Tunguragua,
im 18. Jahrh.: Sangay, Cotopaxi, Tunguragua, Antisana,
im 19. Jahrh.: Sangay, Cotopaxi, Tunguragua.

Die Anzahl der Ausbrüche hat in den letzten zwei Jahrhunderten unstreitig zugenommen; denn während im 16. und 17. Jahrhundert nur 3 oder 2 Ausbrüche beobachtet wurden, fanden im 18. und 19. Jahrhundert 9 und 5 grosse Eruptionen statt, wobei kleinere

Ausbrüche des Cotopaxi, als zu einer grösseren Eruption gehörig, zusammengefasst sind, und der seit 1730 unausgesetzt thätige Sangay nur einmal aufgefürt wird. Es fanden Ausbrüche statt

im 16. Jahrh. . . . . 3.
im 17. Jahrh. . . . . 2.
im 18. Jahrh. . . . . 9. Sangay unausgesetzt thätig.
im 19. Jahrh. . . . . 5. „ „ „

Man mag diesen Zahlen eine noch so geringe Beweiskraft beilegen, aber auf eine stete Abnahme der vulkanischen Thätigkeit in den Anden von Ecuador kann man daraus sicherlich nicht schliessen.

An einer anderen Stelle[1]) habe ich versucht, die Zeit zu berechnen, welche der Aufbau des Cotopaxi beansprucht haben muss, wenn die Ausbrüche stets in der Weise stattgefunden hätten, wie dies dem Mittel aus den letzten vier Jahrhunderten entspricht. In derselben Weise kann man auch zu einer, wenn auch nur ganz rohen Schätzung der Zeit gelangen, welche erforderlich war, um durch allmälige Aufschüttung die ganze vulkanische Gebirgsmasse Ecuadors zu erzeugen. Die vorstehenden Zusammenstellungen zeigen, dass im Durchschnitt 4 bis 5 Vulkane in Thätigkeit waren. Nehmen wir nun an, dass nur je vier Vulkane in jedem Jahrhundert so viel Material aus dem Erdinuern an die Erdoberfläche gefördert haben, wie dies beim Cotopaxi der Fall ist, dass also in 80 000 Jahren vier Vulkanberge von der Masse des Cotopaxi aufgeworfen wurden; nehmen wir ferner an, dass ausser einigen vierzig selbständigen Vulkanbergen, welche man in Ecuador zählen kann, noch das Material für weitere zwanzig solcher Berge, als Fussgebirge und Bedeckung langgestreckter Höhenzüge, abgelagert worden sei, dass also das gesammte vulkanische Material im Hochgebirge von Ecuador das sechzigfache des Cotopaxi-Kegels betrage, so würde zur Ablagerung desselben ein Zeitraum von 1 200 000 Jahren oder rund eine Million Jahre genügt haben. Da alle hierbei gemachten Voraussetzungen so gewählt sind, dass sie eher ein zu kleines als ein zu grosses Resultat ergeben müssen, so wird man wohl eine Million Jahre als untere Zeitgrenze für die Bildungsdauer der Vulkangebirge Ecuadors annehmen können. Setzt man aber die Gesammtmasse der ecuatorianischen Vulkangebilde gleich dem achtzigfachen der Cotopaximasse, so würden, unter den gleichen Voraussetzungen, 1 600 000 Jahre oder rund $1\frac{1}{2}$ Million Jahre zum Aufbau derselben erforderlich gewesen sein.

Gewiss haben die Resultate solcher Rechnungen nur einen sehr zweifelhaften

[1]) Geolog.-topograph. Einleitung zu Herrn Youngs Bearbeitung der Gesteine des Cotopaxi, Rumiñahui Pasochoa und Quilindaña in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador, II, 1901.

Werth; doch aber kann ein solcher Versuch dazu dienen, uns einigermassen ein Bild zu geben von den langen Zeitperioden, welche eine grosse Formation eruptiver Gesteine zu ihrer Bildung bedarf, von der ruhigen Art und Weise, in welcher durch die allmälige Anhäufung von Ausbruchsmaterial gewaltige Gebirge entstehen können: Bald erfolgten die Ausbrüche in diesem, bald in jenem Theil der Cordilleren, bald waren mehrere Berge in weit auseinander liegenden Gebieten gleichzeitig thätig, bald fanden die Eruptionen in langen Zwischenräumen abwechselnd aus diesem oder jenem Vulkan statt; Zeiten der Ruhe wechselten mit Zeiten erhöhter Thätigkeit. Aber wenn auch gelegentlich einer der Vulkanberge durch fortgesetzte Eruptionen einen beschränkten Landstrich verwüstete und mit seinen Ausbruchsprodukten überdeckte, so dass, wie dies gegenwärtig am Sangay der Fall ist, in seiner Umgebung keine Pflanzen gedeihen, kein Thier seine Nahrung finden konnte, so richteten doch im Allgemeinen die einzelnen Ausbrüche nur wenig Schaden an: Ein Aschenregen, ein Lava- oder Schlammstrom werden zwar im ersten Augenblick Schrecken und Zerstörung verbreiten, aber wenn Generationen vergehen, ehe an derselben Stelle ein ähnliches Ereigniss sich wiederholt, werden die Anwohner kaum die Veränderungen und die Massenzunahme des sie umgebenden Landes wahrnehmen; sie werden sich nicht bewusst werden, dass sie Zeugen und Zeitgenossen einer Phase vulkanischer Gebirgsbildung sind, für deren Erklärung die ältere Geologie glaubte, gewaltige Umwälzungen und verheerende Kataklysmen annehmen zu müssen.

So ist es heute, so war es von Anbeginn der vulkanischen Thätigkeit in Ecuador.[1])

Bei diesen Betrachtungen ist es ganz einerlei, welchen theoretischen Anschauungen wir huldigen: ob wir mit Alexander von Humboldt die Ausbrüche aus einem grossen, die Vulkanberge von Ecuador unterlagernden Reservoir feurig-flüssigen Materials hervorbrechen lassen[2]); ob wir sie aus den gewaltigen Magmamassen ableiten, welche, nach A. von Humboldts Auffassung, die noch dünne und wenig widerstandsfähige Erstarrungs-

[1]) W. Reiss. Brief an Prof. vom Rath, Zeit. d. d. geol. Gesell., 26, 1874. S. 607. 608.

[2]) „Auch ist das ganze Hochland von Quito, dessen Gipfel der Pichincha, der Cotopaxi und Tungurагua bilden, ein einziger vulkanischer Herd. Das unterirdische Feuer bricht bald aus der einen, bald aus der anderen Oeffnung aus, die man sich als abgesonderte Vulkane zu betrachten gewöhnt hat.“ A. von Humboldt, Ueber den Bau und die Wirkungsart der Vulkane in den verschiedenen Erdstrichen. Abhandlung, gelesen in der öffentlichen Versammlung der Akademie zu Berlin, den 24. Januar 1823, wieder abgedruckt in: Ansichten der Natur, II, 3. Aufl., 1849, S. 262—263. — M. Wagner, Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika, 1870, S. 435. — Herr Stübel hat sich in demselben Sinne ausgesprochen (Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 380, 381, 395), nachdem bereits Herr Branco (Schwabens 125 Vulkan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren, das grösste Gebiet ehemaliger Maare auf der Erde, 1894, S. 149—150) in Bezug auf die Vulkanausbrüche der Alb, zu ähnlichen Anschauungen gelangt war. — Vergl. auch: F. von Richthofen, Principles of the Natural System of Volcanic Rocks. Mem. Cal. Acad. Sci. Vol. I, 1868, p. 62, 65, 66.

rinde des jugendlichen Erdkörpers durchbrechend, in mächtigen Ablagerungen über die ganze Erdoberfläche ausgebreitet wurden[1], oder ob wir, nach demselben Gelehrten, eine Verbindung der Vulkane mit dem glühenden Erdinnern annehmen[2]); es ist auch ganz gleichgiltig, ob wir präexistirende oder erst zur Zeit der Ausbrüche sich öffnende Spalten voraussetzen, oder alle Eruptionen sich ihre Wege durch Schlote bahnen lassen, wie dies Herr Branco[3]) in so überzeugender Weise für die Maargebilde der Alb nachgewiesen hat; ob wir uns das Magma aus Verbindungen zusammengesetzt denken, welche beim Erstarren sich zusammenziehen, also bei Drucksteigerung eine Erhöhung der Schmelztemperatur aufweisen[4]), oder ob wir mit Herren von Richthofen[5]), Nasmyth und Carpenter[6]), Nies[7]), Stübel[8]) u. s. w. zu der entgegengesetzten Ansicht uns bekennen; ob wir an ein festes, an ein flüssiges oder an ein gasförmiges[9]) Erdinneres glauben; ob wir Sir Archibald Geikies[10]) Ausspruch zustimmen, wonach die vulkanische Thätigkeit in allen Erdperioden sich in der gleichen Weise äusserte, oder, mit Herrn Stübel[11]), eine bereits überwundene „Katastrophe“ in der Erdbildung voraussetzen und uns den alternden Erdkörper als zum Tode erstarrend vorstellen; ob wir der Ansicht zuneigen, die Erde

---

[1]) „In dem Jugendalter unseres Planeten drangen die flüssig gebliebenen Stoffe des Inneren durch die überall geborstene Erdrinde hervor: bald erstarrend als körniges Ganggestein, bald sich überlagernd und schichtenweise verbreitend“. Ansichten der Natur, II. S. 283. — A. Stübel, Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 379—381, 396; — F. von Richthofen, l. c. 57. — Ich darf an dieser Stelle wohl darauf hinweisen, dass A. von Humboldt mehrfach (Ansichten der Natur, II., S. 102, 103, 287, 288) eine neuerdings sich wieder geltend machende Ansicht, in Bezug auf die Einwirkung der Wärme des Erdinnern auf die Verbreitung der Organismen in früheren Erdperioden, ausgesprochen hat. Die eine der Stellen lautet: „Wo in der Vorzeit die tief gespaltene Erdrinde aus ihren Klüften Wärme ausstrahlte, da konnten vielleicht Jahrhunderte lang, in ganzen Länderstrecken, Palmen und baumartige Farrnkräuter, und alle Thiere der heissen Zone gedeihen“. Siehe: A. Ritter, Anwendung der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische Probleme. 2. Abd., 1882, S. 38, und A. Stübel, l. c. S. 397, Anm.

[2]) „Alle vulkanischen Erscheinungen sind wahrscheinlich das Resultat einer steten oder vorübergehenden Verbindung zwischen dem Inneren und Aeusseren unseres Planeten.“ l. c. S. 286. — A. Stübel, l. c. S. 389, 390.

[3]) Schwabens 125 Vulkan-Embryonen.

[4]) E. Reyer, Beiträge zur Fysik der Eruptionen, 1887, S. 115 ff. und Theoretische Geologie, 1888, S. 203—204, 254—265; siehe auch das Resumé in: G. H. Darwin, The Tides, 1898, 232—237.

[5]) l. c. 1868, p. 52—56.

[6]) Der Mond, betrachtet als Planet, Welt und Trabant. Deutsch von J. Klein, 1876, S. 19—27. — Siehe auch: J. G. Bornemann, Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1887, S. 279.

[7]) F. Nies u. A. Winkelmann, Sitzb. der Akademie zu München, 1881, 1. Math.-phys. Cl. S. 63—112; F. Nies, Programm zur 70. Jahresfeier der K. Württemb. landwirthschaftl. Akademie Hohenheim, 1889.

[8]) Die Vulkanberge von Ecuador, 1897, S. 367—376.

[9]) A. Ritter, l. c. S. 60—64; Arrhenius, siehe: Dr. Grosser, Arrhenius' Betrachtungen über das Erdinnere und den Vulkanismus, Sitzb. d. Niederrhein-Gesellschaft f. Nat.- u. Heilkunde, 1901.

[10]) The ancient Volcanoes of great Britain, 1897, I, p. 13; ähnlich spricht sich auch J. C. Russell aus in: Geological History of Lake Lahonton. U. S. geol. Survey, Monograph XI, 1885, p. 147.

[11]) l. c. S. 382.

müsse, in Folge fortwährender Abgabe von Wärme in den Himmelsraum, in ihrem Innern eine stete Temperaturzunahme erfahren[1]), oder ob wir mit A. von Humboldt[2]) unsere Unwissenheit in Bezug auf die Natur der vulkanischen Kräfte zugestehen: Denn der innere Bau und die äussere Form der vulkanischen Berge — die ausnahmslos alle durch allmälige Aufschüttung entstanden sind — so wie die Ausbruchserscheinungen selbst, werden immer dieselben bleiben, und sie allein bilden den Gegenstand geologischer Untersuchungen und Betrachtungen, unabhängig von dem Wechsel geogenetischer Theorien und Hypothesen.

Von älteren Arbeiten über die hier in Betracht kommenden Gebirgstheile sind vor Allem die oben angeführten, zwar kurzen, aber inhaltsreichen Angaben Alexander v. Humboldts in Bezug auf den Antisana,[3]) sowie seine Karte[4]) desselben Gebirges zu erwähnen. Betrachtet man Humboldts Karte des Antisana, so muss man staunen, mit welchem Scharfblick der grosse Reisende die charakteristischen Formen des Gebirges aufgefasst und, wenn auch zum Theil in schematischer Weise, zum Ausdruck gebracht hat: Das Fussgebirge sondert sich deutlich vom eigentlichen Antisana-Kegel; das Hochland zwischen den Kämmen des Fussgebirges und den Abhängen des Antisana wird klar hervorgehoben; die besondere Stellung des Chusa-lungo ist gut zu erkennen, und drei der grossen Lavaströme sind richtig eingetragen. Dass bei der Kürze der Zeit, welche A. v. Humboldt dem Antisana widmen konnte, einzelne Fehler sich eingeschlichen haben, so namentlich im Laufe der Flüsse und der Ausdehnung des Hochlandes, wird den gerechten Beurtheiler nicht hindern, die Vortrefflichkeit der Arbeit anzuerkennen. Orton und Herr Whymper haben zwar einzelne Theile des Gebirgszuges, so namentlich den Antisana, besucht, aber ihre mehr touristischen Schilderungen haben unsere Kenntniss in Bezug auf den Gebirgsbau nicht wesentlich bereichert. Der Reisen, der vortrefflichen Beschreibungen und Untersuchungen des Herrn Th. Wolf habe ich im Texte an den betreffenden Stellen Erwähnung gethan; ich will nur hinzufügen, dass eine, der Natur des Werkes nach, kurze Schilderung in dessen „Geografía y Geología del Ecuador"[5]) zu finden ist. Für Pamba-marca, Puntas und Guamaní ist, wie dies schon beim Antisana

---

[1]) A. Ritter, l. c. S. 20. 63—64; siehe auch: C. Dutton, Hawaiian Volcanoes, 4. Annual Report of the U. S. geological Survey, 1884. p. 189 ff.

[2]) A. von Humboldt et A. Bonpland, Recueil d'Observations de Zoologie et d'Anatomie comparée, 1805, p. 46.

[3]) Kosmos IV, 1858, 354—361.

[4]) Atlas géographique et physique du Nouveau Continent, 1814. fol. 26. — Die Karte wurde später in 1 : 200000 in Berghaus' Physikalischem Atlas, 3. Abtheilung: Geologie Nr. 15, reproduzirt.

[5]) p. 88—89, 356—358.

geschehen, auf die von Herrn Stübel im Grassi-Museum zu Leipzig ausgestellten Bilder und auf die zugehörige Beschreibung[1]) zu verweisen.[2]) Vom Antisana-Kegel haben ausserdem Herr Wolf[3]) und Herr Whymper[4]) Abbildungen gegeben. Zur allgemeinen Orientirung kann sowohl die von Herrn Wolf (1 : 445 000) veröffentlichte Karte, als auch die Karte dienen, welche Herr Stübel seinem Werke über die Vulkangebirge von Ecuador beigegeben hat (1 : 250 000).

Nach der vortehenden Schilderung des im Folgenden petrographisch bearbeiteten Theiles der Ostcordillere brauche ich es kaum zu sagen, dass ich, im Gegensatz zu Herrn Stübel, die vulkanischen Gebirge Ecuadors auffasse als das Produkt oft wiederholter Ausbrüche, und zwar von Ausbrüchen, die weder in ihrer Art, noch in ihrer Grösse und Dauer abweichen von den Ausbrüchen, wie wir sie heute an den thätigen Vulkanen der Erde beobachten können. Es ist hier nicht der Ort, auf die sich gegenüberstehenden Ansichten weiter einzugehen; ich will es nur aussprechen, dass ich, weder aus eigener Erfahrung, in Ecuador, Colombia, den atlantischen Inseln, Italien, Sicilien und Griechenland, noch aus der Litteratur, irgend eine Thatsache kenne, welche die Annahme der „Monogenen Vulkane"[5]) rechtfertigen oder auch nur entschuldigen könnte.

[1]) Die Vulkangebirge von Ecuador, 1897, S. 110, 114—140.

[2]) Eines der Antisana-Bilder hat die Illustrirte Zeitung, Bd. 103, S. 472 reproducirt, siehe auch: A. Stübel, Skizzen aus Ecuador, 1886, S. 8—16.

[3]) Geografia etc., Lam. IV. p. 88.

[4]) Travels etc., p. 190.

[5]) Die Vulkanberge von Ecuador, besonders S. 351—357.

Mineralogisch-petrographische Untersuchung

von E. Elich.

Einleitung.

Die Bekanntschaft mit dem Gebiet der Ostcordillere von Pamba-marca bis zum Antisana begann schon um die Mitte des 18. Jahrhunderts, als die französischen Akademiker **Bouguer** und **La Condamine** im Auftrage ihrer Regierung im Aequatorlande Gradvermessungen nach der Triangulationsmethode auszuführen hatten. Der eine der Eckpunkte des berühmten sphärischen Dreiecks, an dem jene Messungen angefangen wurden, war die Spitze des Pamba-marca, seither nach den Franzosen auch Frances-urcu genannt.[1] Im Jahre 1802 unternahm A. von Humboldt seine denkwürdige Reise durch Ecuador. In der Quito-Mulde (v. geol.-top. Einleitung von W. Reiss) sammelte er die schönen Obsidiane, welche durch das Vorkommen von mehr oder weniger zahlreichen Sphaerolithen ausgezeichnet sind.[2] Eine ähnliche Sammlung aus derselben Gegend stammt von **Boussingault**, der im Jahre 1831 das Land bereiste. Den Andesit bezw. Andesin vom Antisana behandelten Abich 1841[3] und Ch. Sainte Claire Deville 1859.[4] Erst nachdem die Gesteinskollektionen von **Reiss** und **Stübel** der Wissenschaft zugängig geworden, begannen auch die ersten petrographischen Forschungen an Gesteinen des Guamaní und Antisana. Im Jahre 1874 untersuchte J. Roth[5] eine Serie von 10 Obsi-

[1] La Condamine: Mesure des trois premiers dégrés du méridien dans l'hémisphère australe. 1751. — ders.: Journal du voyage fait p. o. du roi a l'Equateur. 1751.

[2] A. von Humboldt: Relation historique. T. I. p. 164. — ders.: Essai géognostique sur le gisement des roches dans les deux hémisphères. 1823. p. 340–343. — ders.: Kosmos IV. 1858. p. 269. 362.

[3] Abich: Ueber die Natur u. den Zusammenhang der vulk. Bildungen. 1841. S. 55.

[4] Charles Sainte Claire Deville: Sur le trachytisme des Roches. Compt. Rend. 18, 1859, p. 16.

[5] J. Roth: Monatsber. d. Berl. Akad., 1874, p. 383 ff.

dianen und „mit ihnen verbundenen Gesteinen“ der Reiss'schen Sammlung, vom Guamaní stammend. Im Anschluss daran analysirte Rammelsberg einen Perlitbimsstein, der den Tablon de Itulgache (W. S. des Guamaní) als Fundort hat. 1875 veröffentlichte G. vom Rath[1]) seine petrographischen und chemischen Untersuchungen über die „Sphaerolithlaven des Antisana“, wahrscheinlich Gesteine des Urcu-cui (W. S. des Antisana-Fussgebirges). Sodann beschrieb er einen sphaerolithischen, braunen Pechsteinblock von Oyacachi (Guamaní). Ferner hat auch Lagorio[2]) 1887 ebensolche Untersuchungen an Sphaerolith-führenden Obsidianen der Sammlungen von Humboldt und Reiss publicirt.

Auf die Resultate der genannten Forscher werde ich im Verlaufe der vorliegenden Arbeit, und zwar bei der Beschreibung der Gesteine der einzelnen Lokalitäten zurückkommen, wo auch die wichtigsten petrographischen Mittheilungen des Herrn Professor Th. Wolf[3]) über die Laven des Guamaní und Antisana, die der Forscher an Ort und Stelle zu studiren Gelegenheit hatte, berücksichtigt werden sollen.

Von den jungvulkanischen Laven (Andesiten, Daciten und Lipariten), welche Herr W. Reiss in dem hier zu betrachtenden Gebiet gesammelt hat, wurden s. Zt. über 500 Handstücke dem damaligen mineralogischen Museum der Königlichen Friedrich Wilhelms-Universität zu Berlin überwiesen. Sie sind so zahlreichen Fundstellen entnommen, dass sie genügend Material für die Erkenntniss des petrographischen Charakters jenes Eruptionsgebietes darbieten.

Auf Veranlassung des Direktors des mineralogisch-petrographischen Instituts, Herrn Geheimen Bergrath Professor Dr. C. Klein, wurden etwa 400 Dünnschliffe jener Gesteine angefertigt, an denen die mikroskopische Beobachtung derselben vorgenommen werden konnte. Vor mehreren Jahren übertrug mir Herr Professor C. Klein die petrographische Untersuchung dieser Gesteine und der von A. von Humboldt und Boussingault herrührenden Gesteine des Guamaní, wofür ich ihm, meinem hochverehrten Lehrer und Berather, besten Dank schulde. Gleichzeitig danke ich Herrn Geheimrath Dr. Reiss dafür, dass er durch jene Sammlung mir die Möglichkeit bot, Gesteine eines Gebietes zu bearbeiten, das petrographisch und geologisch wohl zu den interessantesten von Ecuador gehört.

Im Verlaufe dieser Arbeit machten die Herren Dr. O. Tietze und Dr. F. v. Wolff,

[1]) G. vom Rath: Zeitschrift d. d. g. G., 27, 1875, p. 295 ff. u. 341 ff.

[2]) A. Lagorio: Ueber die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Min.-petrogr. Mittheil., N. F. VIII, 1887, p. 443 ff.

[3]) Th. Wolf: Geognostische Mittheilungen aus Ecuador, Ueber das Vorkommen von Quarzandesit im Hochland von Quito. N. J. für Min., Geol. etc., 1874, p. 377 ff. — ders.: Geografia y Geologia del Ecuador, 1892, p. 357. — ders.: „Petrographie“ in A. Stübel „Die Vulkanberge von Ecuador“, 1897, p. 427.

Assistenten des erwähnten Instituts, je zwei chemische Analysen von Gesteinen des Guamaní und Antisana, deren Veröffentlichung und Verwerthung in der folgenden Darstellung jene Herren mir freundlichst gestatteten. Ausserdem hatte ich Gelegenheit, im chemischen Laboratorium des genannten Instituts die Analysen von drei typischen Gesteinen anzufertigen und den SiO_2-Gehalt von fünf anderen Gesteinen der Sammlung zu bestimmen.

Wie die nun folgende Untersuchung ergibt, sind auch in diesem Theile der Ost-Cordillere die Andesite am meisten vertreten, und zwar alle Uebergänge von den sauren Biotit-Andesiten bis zu den basischen Pyroxen-Andesiten. Dacite und Liparite kommen zwar nicht so massenhaft vor, sind aber doch über ausgedehnte Theile unseres Gebietes verbreitet. Wie sich unter den Daciten Uebergänge nach dem Andesit hin constatiren lassen, finden wir unter den Lipariten auch solche nach dem Dacit hin. Diese Gruppe der liparitischen Gesteine bezeichne ich im Folgenden als dacitische Liparite. Eine andere Serie von Lipariten muss wegen ihres hervorragenden Gehalts an Natron unter den Alkalien als Natron-Liparit gedeutet werden.

In der folgenden Darstellung behandeln wir zuerst die Liparite, dann die Dacite und endlich die Andesite unter den Ueberschriften „Liparitische, Dacitische und Andesitische Gesteine".

I. Liparitische Gesteine.

1. Makroskopischer Charakter.

Die liparitischen Gesteine der Guamani- und Antisana-Gebiete sind theils in lithoider Ausbildung, theils als Obsidiane, Bimssteine, Pechsteine und Perlite vertreten, die lithoiden Bildungen dieser Gattung sind meist hellgrau, sandsteinähnlich oder trachytisch rauh, compakt, oft durch fluidale Anordnung der zahlreichen bis 10 mm langen, meist leistenförmigen, glasigen Feldspathe und der kleinen glänzenden, schwarzen Hornblenden und Biotite ausgezeichnet. Die dunklen Einsprenglinge treten zuweilen bis zum Verschwinden zurück, sind jedenfalls nicht so zahlreich vertreten wie die Feldspathe.

Quarz ist in wenigen Handstücken mit blossem Auge sichtbar. Er besteht dann meist aus verrundeten Körnern, die wohl ursprünglich Dihexaederform besessen haben. Selten sind idiomorphe Formen gut erhalten.

Bei einigen liparitischen Gesteinen ist der helle Untergrund von oft sich häufenden

planparallelen oder gewundenen dunklen, Hornstein-ähnlichen Streifen durchzogen, die in besonders auffallenden Stücken das Gestein wie gemasert erscheinen lassen.

Einen Uebergang zu der glasigen Ausbildung der liparitischen Gesteine finden wir in Handstücken mit Bimsstein-ähnlichem Habitus. Sie sind ebenfalls meist hellgrau und gewöhnlich etwas bröckelig.

Die Bimssteine unserer Gruppe sind hell- bis dunkelgrau ohne besonderes Hervortreten der Einsprenglinge. Obsidian ist in reicher Auswahl und Mannigfaltigkeit des Aussehens vorhanden. Er ist meist recht glänzend, seltener matt und pechsteinähnlich, meist schwarz, seltener buntfarbig; dann scharfkantig, mehr oder weniger kantendurchscheinend, von muscheligem Bruch, und zeigt dem unbewaffneten Auge in einzelnen seiner Vertreter wenige glasige Feldspathe und Biotitblättchen.

Eine ansehnliche Menge von Obsidianhandstücken führt Sphaerolithe. Sie sind entweder unregelmässig zerstreut oder in parallelen Lagen im Glase eingebettet. Die einzelnen Lagen sind oft gebogen und überkippt, oft auch sehr breit, so dass sie nur schmale Glasstreifen zwischen sich lassen oder das Glas scheinbar gänzlich verdrängen. Dasselbe starke Hervortreten der sphaerolithischen Massen kann auch ohne Lagenstruktur erfolgen.

Auch Lithophysen fehlen in manchen Handstücken nicht. Sie sind meist sehr gross, zeigen aber nicht die feine Struktur in der Kammerung wie in den Obsidianen des Obsidian-Cliff des Yellowstone National Park.[1])

In einem besonderen Falle geht die plattig ausgebildete Obsidianlage unvermittelt in eine blasige Bimssteinlage über.

Jene erwähnten Sphaerolithe sind, wie die Kugeln der Perlitlaven, grau bis rostbraun oder ockergelb, auf ihren Bruchstellen entweder radialstrahlig oder ohne strahlige Struktur und dann hornsteinartig.

Während aber die Kugeln der Perlite durchweg eine ziemlich glatte Oberfläche darbieten, sind die Sphaerolithe deutlich uneben und rauh. Zuweilen bildet ein Feldspath-Individuum eine Ansatzstelle im Innern der Sphaerolithe. — Die kugelige Form der Perlite verschwindet stellenweise mehr und mehr, wenn sie zu vielen gleichsam verwachsen oder in dichter Neben- und Uebereinanderlagerung so zusammengequetscht erscheinen, dass sie eine einheitliche Masse bilden, deren Bruchstelle dann oft nicht mehr perlitisch struirt aussieht, sondern compakten, mattglänzenden Hornstein-Habitus erlangt. Andererseits wird das Gefüge mancher Perlite ein recht lockeres; die Perlitkugeln zeigen unregelmässige Cavitäten und gehen in eine lithoide Facies von felsitischem Charakter über.

---

[1]) J. P. Iddings: Obsidian Cliff, Yellowstone National Park. 7th Annual Rep. U. S. geolog. Survey, Washington 1888.

Im Allgemeinen bröckeln die Perlitkugeln leicht ab, auch dann, wenn feste Obsidianbrocken sie gleichsam unter einander zu verkitten scheinen. Ab und zu trifft man auf Einsprenglinge von Feldspath oder Biotit innerhalb dieser perlitischen Gesteine.

2. *Mikroskopischer Charakter.*

a. Einsprenglinge.

Der Sanidin ist ein wesentlicher Bestandtheil in den liparitischen Gesteinen. Die beobachteten Schnitte der Sanidin-Einsprenglinge deuten darauf hin, dass er tafelförmig nach M entwickelt ist und besonders nach der *a*-Axe Längserstreckung besitzt. Gut entwickelte Flächen sind M, P, T, x, y. Feine, den ganzen Krystall der P-Spur auf M durchziehende Risse geben die Spaltbarkeit nach P an. Die groben, sich auskeilenden Risse, welche in der Richtung eines positiven Hemidomas auf M verlaufen, fehlen selten. Zuweilen ist, gemäss der Umgrenzung, der Schliff genau oder fast genau nach M getroffen; alsdann zeigt sich auch central oder fast central im Gesichtsfeld die Erscheinung um eine positive Mittellinie und im parallelen polarisirten Licht eine geringe positive A. S. von 0° bis 5° und 6°.[1]) Jedoch ist eine Verwechselung mit einem zwischen Oligoklas und Andesin liegenden Plagioklase oft leicht möglich, zumal auch beim Sanidin ein zonarer Aufbau nicht ausgeschlossen zu sein scheint.

Gewöhnlich ist der Sanidin in seiner langen Erstreckung negativ und zeigt, wie erwähnt, im convergenten Licht auf M das central austretende Bild um die positive Mittellinie. Die Ebene der optischen Axen ist meist senkrecht zum seitlichen Pinakoïd. — In einigen liparitischen Gesteinen jedoch ist der Nachweis gelungen, dass die optische Axenebene $\infty P \breve{\infty}$ (010) selber ist: Es liegt nämlich jedesmal ein rektangulärer Schnitt vor. Die A. S. beträgt 0°. Die Spaltrisse laufen parallel den Umgrenzungskanten, stehen also senkrecht zu einander. Die Interferenzfarben sind matt bläulich und von geringerer Intensität als die der Plagioklase. Der Schnitt ist in seiner langen Erstreckung positiv und weist im convergenten Licht die centrische Erscheinung des Axenbildes (Axenebene parallel der langen Erstreckung) um die negative Mittellinie auf. Die Schnitte sind also aus der Zone der *b*-Axe und senkrecht zur 1. Mittellinie getroffen. Sie gehören Sanidinkrystallen an, die in der Richtung der *c*-Axe langgestreckt sind und deren optische Axen-Ebene das seitliche Pinakoïd ist. Rosenbusch[2]) erwähnt gelegentlich der Besprechung der Liparite auch das freilich nicht häufige Vorkommen solcher Sanidine.

[1]) A. S. = Auslöschungsschiefe.

[2]) H. Rosenbusch: Mikr. Physiogr. d. mass. Gest., III. Aufl., 1896, p. 573.

Die Plagioklase sind in den Lipariten nicht so zahlreich vorhanden als in den Andesiten und Daciten. Dennoch ist die Menge dieser Einsprenglinge in einer gewissen Gruppe unserer Liparite nicht gering, wodurch eine Hinneigung derselben zu den Daciten gegeben ist. Da auch die chemische Analyse der Gesteine dieser Gruppe auf deren Stellung zwischen echten Lipariten und Daciten hinweist, so habe ich jene Gesteine als dacitische Liparite im speciellen Theil (Auftreten in der Natur) von den echten Lipariten gesondert. — Die Formen-Entwickelung der Plagioklase und ihre Merkmale hinsichtlich der Zonarstruktur, Zwillingsbildung, mikroperthitischen Verwachsung und Einschlüsse sind jedoch nicht von denjenigen der Dacite desselben Gebietes verschieden und sollen daher bei der Besprechung der Dacite näher betrachtet werden. Die äussersten Grenzen der Plagioklase in den Lipariten sind durch die Mischungsformeln $Ab_2 An_3$ und $Ab_5 An_1$ bestimmt.

Der Biotit erscheint dunkelbraun und wenig deutlich pleochroïtisch. Die grösste Absorption tritt ein, wenn die Spaltrisse senkrecht zu der Polarisationsebene des unteren Nikols laufen. Die Biotite sind oft von Brauneisen durchtränkt. Im Schliffe erscheinen sie in hexagonalen Täfelchen oder in Bändern mit ausgefransten Enden und dann auch wohl verbogen. Einschlüsse sind Apatit- und Erzkrystalle. In den echten Lipariten ist der Biotit häufiger als in den dacitischen vertreten, während der Amphibol mehr zurücktritt.

Unter den Amphibol-Einsprenglingen ist hauptsächlich jene grüngelbliche Varietät, wie sie bei den Daciten und Andesiten unseres Gebietes an späterer Stelle charakterisirt wird, gefunden worden. Pleochroïsmus, Formenentwicklung, Zwillingsbildung etc. etc. kehren hier wie dort mit denselben Merkmalen wieder.

An Augit-Einsprenglingen sind die Liparite arm; desto mehr ist der Augit in der Glasbasis in kleinen Kryställchen verbreitet und gehört somit vorwiegend der Grundmasse an.

Apatit ist nur in kleinen Krystallsäulchen, besonders als Einschluss in jüngeren Mineralien, gefunden worden.

Tridymit erscheint in dachziegelförmigen Aggregaten.

b. Grundmasse.

Die Gesteinsstruktur, welche das liparitische Magma bei der Erkaltung angenommen hat, ist mannigfacher Art. Am einfachsten erscheint die Struktur der liparitischen Gläser, d. i. die der Obsidiane, Pechsteine, Bimssteine. Der Hauptantheil derselben ist durchsichtiges, gefärbtes oder ungefärbtes Glas, das in einzelnen kleinen kugelförmigen Partieen Spannung erlitten hat und oft von zerstreut liegenden oder fluidal

gelagerten Mikrokrystallen von Augit und Feldspath, von Mikrolithen und Glasblasen erfüllt ist. Die Augit-Mikrolithe sind kleine Säulen von hohem Relief und grosser Auslöschungsschiefe. In den Obsidian-Splittern aus der Ebene der Quito-Mulde bilden sie auch Zwillinge und Durchkreuzungszwillinge nach $\infty P \infty$ (100). Die kleinen Feldspathleisten haben, so weit eine Messung möglich war, nur kleine Auslöschungsschiefen und sind wahrscheinlich theilweise oder alle Sanidine. Zuweilen wachsen sie büschelweise zusammen oder häufen sich stellenweise zu einem Glas-getränkten Mikrolithenfilz an, so einen Uebergang zu der unter den Lipariten selten auftretenden hyalopilitischen Gesteinsstruktur darstellend.

In der Glasbasis begegnet man vereinzelt gelblichen bis rostbraunen Partieen mit geringen Differenzirungserscheinungen. Ebenso gefärbt sind die in mehr oder weniger reicher Menge auftretenden, vom Glase eingeschlossenen rostbraunen Sphaerolithe, die oft im Innern einen Feldspath- oder Biotit-Einsprengling (selten einen Quarz) besitzen, den sie wohl als Ansatzstelle bei ihrer Bildung benutzten. Nicht immer sind diese Sphaerolithe nach aussen glattflächig; vielmehr lassen die Durchschnitte im Schliff erkennen, dass von den rundlichen Gebilden Pseudopodien-ähnliche Ausläufer desselben Materials ins umgebende Glas hineinragen. Oft auch scheinen mehrere Bildungscentren dieser Sphaerolithe so nahe bei einander gelegen zu haben, dass mehrere Individuen zu wulstigen Complexen verschmolzen. Durch diese braunen Sphaerolithe ziehen radiär verlaufende und sich verästelnde trichitische Bildungen und unabhängig davon jene erwähnten Mikrolithe oft in derselben Richtung wie im einschliessenden Glas. Zwischen gekreuzten Nikols erkennt man, besonders bei Sphaerolithen von kräftig brauner Farbe, zwar deutliche Interferenzerscheinungen, aber kein deutliches dunkles Interferenzkreuz. Bei Benutzung eines Gypsblättchens vom Roth I. O. sieht man, dass die braunen Sphaerolithe in ihrem Gesammtcharakter optisch positiv sind. Hier liegen also „Mikrofelsit"-Sphaerolithe oder, wie Rosenbusch[1]) sie nennt, „Mikrofelsitsphaerokrystalle" vor. Ein Obsidian vom Filo de los Corrales besitzt dieselben Sphaerolithe; ihre Farbe spielt etwas ins Graubraune und ist nicht gleichmässig intensiv in den Schliffen. Zudem sind am Rande der Durchschnitte ungefärbte Partieen vorhanden. Diese Sphaerolithe erweisen sich bei starker Vergrösserung als deutlich gefasert; die Randfasern und ein Theil lichter gefärbter medianer Fasern sind optisch negativ, das andere ist optisch positiv. Die Auslöschung ist orientirt oder fast orientirt; genaue Messungen waren bei der Feinheit der Fasern nicht anzustellen. Es ist zu vermuthen, dass die in ihrer Längserstreckung optisch negativen Strahlen zarte Sanidinfasern sind, während die

[1]) H. Rosenbusch: Mikroskop. Physiogr. d. mass. Gest., III. Aufl., 1896, p. 595 u. a. a. O.

optisch positiven Strahlen wohl als Quarz gedeutet werden können. Da auch die stärker gefärbten Stellen positiven Charakter haben, so darf man annehmen, dass die Färbung sich besonders den quarzreichen Partieen zuwendet. Cross[1]) meint auch, dass das Auskrystallisiren der färbenden Substanz an das Auskrystallisiren von Quarz (oder Tridymit) gebunden sei.

Ausserdem finden sich in dem Gesteinsglase Sphaerolithe aus radiär gerichteten und nach der Peripherie sich verzweigenden, optisch positiven Fasern mit orientirter Auslöschung. Diese Fasern sind nur etwas durch grauschwarze Körner und Streifchen getrübt, sonst aber klar durchsichtig und ungefärbt. Die Sphaerolithe dürften als homogene Quarz-Sphaerolithe gelten.

Endlich führen die liparitischen Gläser noch homogene Sanidin-Sphaerolithe mit hell durchsichtigen orientirt oder beinahe orientirt auslöschenden, optisch negativen Strahlen.

In einer solchen Grundmasse liegen nun noch die genannten Einsprenglinge, unter den Feldspathen oft auch Plagioklas vom Charakter des Andesin-Oligoklas, unter den dunklen Mineralien ausser Erz entweder Biotit oder Amphibol, selten beide zugleich, und sehr selten Augit.

Eine andere für die lithoïden Bildungen der Liparite markante Gesteinsstruktur ist die felsophyrische. Die Grundmasse so struirter Gesteine besitzt oft einen Reichthum an positiven „Mikrofelsit"-Sphaerolithen, die in zweierlei Ausbildungen auftreten. Die einen sind grau, die anderen rostbraun und jünger als die grauen, da sie diese oft umschliessen. Im Schliff werden dem Auge entweder Schnitte durch vollständige Kugeln oder durch Sektoren derselben geboten. Die Interferenzfarben der braunen Sphaerolithbildungen sind kräftiger, die Doppelbrechung ist also grösser als bei den grauen. Beide sind von trübenden Stäubchen und sich verzweigenden Trichiten durchzogen.

Gewöhnlich wird in diesen „Mikrofelsit"-Sphaerolithen die radiale Faserung durch die Färbung verdeckt, während ein concentrischer Schaalenaufbau oft deutlich wahrnehmbar ist. Doch gibt es auch Stellen, wo die gefärbte Substanz in ein ungefärbtes, nur wenig getrübtes und daher gut lichtdurchlässiges Medium übergeht, das deutliche Strahlen von zum Theil positivem, zum Theil negativem optischen Charakter in der Längsrichtung und orientirter oder fast orientirter Auslöschung zeigt. Diese Strahlen sind also vermuthlich wieder Sanidin- und Quarzstrahlen. Bei einer so reichen Fülle dieser Sphaerolithe im Schliff liess sich auch hin und wieder ein gut erhaltener Tangentialschnitt con-

[1]) W. Cross: Constitution and origin of Spherulites in acid eruptiv rocks. Phil. soc. of Washington, XI, 1891, p. 420 ff.

statiren. Das ist der Fall bei Gesteinen des Tablon de Itulgache. Solche kreisförmigen Tangential-Schnitte zeigen zahlreiche kleine, dicht nebeneinander gelagerte, aber scharf von einander abgegrenzte, rundliche und verschieden auslöschende Schnitte, die ich für die Querschnitte durch die Fasern der Sphaerolithe erachte. Bei den geringen Dimensionen der Querschnitte war es unmöglich, diese optisch eingehender zu untersuchen.

Ein Gestein des Alto de Itulgache zeigt Sphaerolithe mit concentrischem Schaalenbau, dazu eine deutliche radiale Faserung. Die Fasern löschen orientirt aus und haben positiven Charakter der Doppelbrechung nach der Längsrichtung. Im convergenten Licht ergeben sich Erscheinungen, ähnlich denen in Platten ⊥ zur mittleren Elasticitäts-Axe oder ⊥ zu einer Mittellinie mit grossem Axenwinkel. Dies deutet auf Quarz; wir haben es also hier mit homogenen Quarz-Sphaerolithen zu thun. Die meisten derselben sind durch graue körnige oder rostbraune Einlagerungen etwas getrübt. Um einige dieser Sphaerolithe ist ein Ring von bräunlicher oder grauer Farbe wie bei den Mikrofelsit-Sphaerolithen vorhanden.

Um die beschriebenen farbigen Sphaerolithe legt sich in manchen Gesteinen des Tablon de Itulgache ein Kranz von radial gestellten, glasig hellen, durchsichtigen, farblosen Krystallen von orientirter Auslöschung zwischen gekreuzten Nikols und negativem Charakter der Doppelbrechung. Die einzelnen Krystalle sind deutlich gegen einander abgegrenzt. Ebensolche Krystalle legen sich auch bartförmig um Feldspath-Einsprenglinge herum oder lagern sich an deren Enden an. Jene Krystalle halte ich auf Grund der beobachteten optischen Erscheinungen für Sanidin.

Dieselben Erörterungen muss man an das Auftreten der zahlreichen, dicht neben einander gelagerten, durchsichtigen und farblosen Kugeln knüpfen. Sie haben die Interferenzfarben des Sanidins, zeigen zwischen gekreuzten Nikols ein dunkles Interferenzkreuz, das sich nur in wenigen Durchschnitten bei Drehung des Objekttischchens recht deutlich in 2 Hyperbelcurven theilt, und sind optisch negativ. Diese Sphaerolithe sind so ziemlich alle von denselben geringen Dimensionen und im Allgemeinen kleiner als die Mikrofelsit-Sphaerolithe. Noch mehr als diese zeigen sie oft die Eigenthümlichkeit, dass ihre Centren ganz dicht nebeneinander liegen und sie selbst sich zu Sphaerolith-Schnüren angeordnet haben. Auch diese Kugeln bestehen nach meiner Meinung aus Sanidin und sind homogene Sanidin-Sphaerolithe. Zuweilen haben sie ebenfalls Feldspath-Krystalle als Ansatz-Stellen.

Dann zeigt die so überaus mannigfaltig gestaltete Grundmasse hier und dort noch allotriomorph-feinkörnige Aggregate von Feldspath und Quarz, also ein mikrogranitisches Gepräge. Auch dieses Aggregat ist stellenweise von dem braunfärbenden Agens durchdrungen, wodurch die Interferenztöne bedeutend schwächer werden.

Als besondere Modifikation der beiden beschriebenen liparitischen Gesteinsstrukturen gilt die der Perlite. In den Perliten tritt der glasige Antheil bei der grossen Anzahl der Sphaerolithe zurück. Diese sind kräftig gefärbte Mikrofelsitsphaerolithe von der Art, wie sie oben gekennzeichnet sind. Die dicht neben einander gelagerten Sphaerolithe haben sich oft in ihrer Ausbildung gegenseitig gestört, so dass sie in einander wuchsen oder ihre kugeligen Oberflächen polyëdrisch abflachten. Diese Erscheinungen zeigen besonders die berühmten Perlitlaven des Tablon (Guamaní).

Auch die bei den Andesiten und Daciten zu beschreibende hyalopilitische Strukturform ist bei den Lipariten vertreten. Man findet sie unter den Gesteinen des Urcu-cui (Antisana-Fussgebirge).

Endlich müssen wir noch der allotriomorph-feinkörnigen (mikro-granitischen) Gesteinsstruktur Erwähnung thun, wie sie bei einigen hellgrauen bis röthlichen Liparitlaven und -Blöcken des Pamba-marca gefunden wird. Gewöhnlich ist das Korn so fein, dass seine sichere Bestimmung optisch ausgeschlossen ist. Auch ist das körnige Gemenge mit kleinen Feldspathleisten hier und da durchsetzt. Zugleich beobachtet man eine Neigung zur Bildung von Sphaerolithen, da sich oft feine Feldspath-Fasern radial um ein Centrum lagern. Die kleinen Feldspathe löschen zwischen gekreuzten Nikols orientirt aus oder haben nur geringe Schiefe zu der langen Erstreckung. Die Zahl der Einsprenglinge ist eine geringe. Der $Si O_2$-Gehalt eines solchen Liparits von der Ostseite des Pamba-marca beträgt 73,31 %, der eines bei Quinche als Block gefundenen Liparits 73,2 %.

3. *Auftreten der liparitischen Gesteine in der Natur.*

A. El Pamba-marca.

Liparite.

Quebrada del Empedrado, nahe dem Orte Quinche; Block: hellgrau, compakt, rauh, von trachytischem Habitus; Feldspath-Einsprenglinge in geringer Zahl, glasig; dunkle Einsprenglinge zersetzt. U. d. M. Grundmasse allotriomorph-feinkörnig in der oben beschriebenen Weise. Feldspath-Einsprenglinge wenig, ohne Zwillingslamellen zwischen gekreuzten Nikols. Die optische Untersuchung nach der Fouqué'schen Methode auf Schnitten $\perp$ c ergibt ca. 5° Auslöschungsschiefe, gemessen zur Spur von P. Dann ergab die mikrochemische Untersuchung eines solchen Feldspath-Individuums mit HF, $H_2 SO_4$ und $Pt Cl_4$ deutliche Krystalle von $K_2 Pt Cl_6$. Diese Erscheinungen beweisen, dass der untersuchte Feldspath dem Sanidin angehört.

Die Biotit-Einsprenglinge sind stellenweise tiefbraun bis schwarz. Quarz ist nicht deutlich optisch nachweisbar. Jedoch constatirte die chemische Analyse des Gesteins einen Gehalt von 73,2 % SiO_2, ein Betrag, der für Liparite charakteristisch ist und ein Vorhandensein von SiO_2 in der Grundmasse annehmen lässt.

Auf Grund des so nachgewiesenen hohen SiO_2-Gehaltes des Gesteins und des reichen Vorkommens von Sanidin darf ich wohl annehmen, dass hier ein Liparit vorliegt. — Aehnliche Gesteine stammen von der Ostseite und dem Gipfel des Pamba-marca. Das Gipfelgestein ist stellenweise stark umgewandelt.

B. El Guamaní.

Liparite und Natronliparite.

An dieser Stelle möchte ich zunächst auf einen von G. vom Rath[1]) analysirten „sphaerolithischen braunen Pechstein-Block" von Oyacachi (Ostseite des Guamaní) hinweisen.

Die Daten der Analyse sind:

<table>
<tr><td></td><td></td><td colspan="4">In Molekular-Zahlen:</td></tr>
<tr><td>SiO_2 . . . . . .</td><td>73,61</td><td>SiO_2 . . . .</td><td>123,0</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Al_2O_3 . . . . . .</td><td>12,01</td><td>Al_2O_3</td><td rowspan="2">13,6</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Fe_2O_3 . . . . .</td><td>2,27</td><td>Fe_2O_3</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>MgO . . . . . .</td><td>0,20</td><td>MgO</td><td rowspan="2">2,1</td><td rowspan="4">13,5</td><td></td></tr>
<tr><td>CaO . . . . . .</td><td>0,89</td><td>CaO</td><td></td></tr>
<tr><td>Na_2O . . . . . .</td><td>4,34</td><td>Na_2O</td><td rowspan="2">11,4</td><td></td></tr>
<tr><td>K_2O . . . . . .</td><td>3,82</td><td>K_2O</td><td></td></tr>
<tr><td>H_2O*) . . . . .</td><td>3,35</td><td></td><td>150,1</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td></td><td>100,49</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
</table>

*) Glühverlust.

Das Gestein ist dem des Filo de los Corrales, welches Dr. O. Tietze[2]) analysirt hat, bezüglich des SiO_2-, Al_2O_3- und Fe_2O_3-Gehalts sehr ähnlich; auch die Mengen an Alkali differiren nicht sehr von einander. Dagegen ist der Antheil des CaO in dem Gestein von Oyacachi bedeutend geringer als in

[1]) G. vom Rath: Zeitschrift d. d. geol. Gesellschaft, 27, 342, 1875. — H. Rosenbusch: Mikr. Phys. d. mass. Gest., 1896, p. 617.

[2]) S. später.

dem des Filo de los Corrales. Die Zahlen der vorstehenden Analyse weisen also auf einen Liparit ohne dacitischen Charakter hin. Da ferner der Na_2O-Gehalt den des K_2O überwiegt, so ist der sphaerolithische braune Pechstein von Oyacachi ein Liparit mit Hinneigung zum Natronliparit. Die chemische Formel (a) des Gesteins,[1]) das Verhältniss der Alkalien zu den Monoxyden (b) und der Acidităts-Coëfficient α (c) sind:

a) $1,35\ RO\ .\ 1,36\ R_2O_3\ .\ 12,3\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 16 : 3$

c) $\alpha = 4,5$

Vergleicht man damit die von Loewinson-Lessing[2]) für einen mittleren Liparit gefundenen entsprechenden Daten, nämlich:

a) $1,36\ RO\ .\ 1,4\ R_2O_3\ .\ 12,6\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 13 : 2$

c) $\alpha = 4,76$

so findet man die oben gemachten Folgerungen bestätigt.

Yana-urcu. (Westseite des Guamani): Unterster anstehender Obsidian in der grossen Thalmulde von San Lorenzo und Pitaná. Mächtiger Lavastrom. 3944 m; zwischen Quebrada Pulperia und Mica. Makroskopisch zeigt der Obsidian Sphaerolithe und Lithophysen. U. d. M. zeigen sich im Schliff ausser einigen braunen Biotiten keine Einsprenglinge; dagegen trifft man zuweilen auf eine ziemlich beträchtliche Anzahl von kleinen rektangulären Feldspathen von Sanidin-Charakter (Ausl.-Schiefe 0° oder ca. 0°) und zahlreiche Augit-Mikrolithe. Ferner sind im Glase schöne gespannte Glaskugeln von negativem Charakter der Doppelbrechung zu sehen.

Corazon-tola. (West-Seite des Guamani): Südrand des etwas über 4000 m tiefen Mullu-mica-Thales. Obsidian mit Sphaerolithen. U. d. M. Einsprenglinge von Andesin-Oligoklas hie und da mit Albitlamellen [der ∠ der Auslöschung auf M mit der Kante P/M ist 0°, die etwas excentrische Mittellinie ist positiv], Fragmente von Hornblende, Mikrolithe von Augit, rektangulär gebildete Sanidine, Mikrokrystalle und rostbraune, positive Sphaerolithe in hellem, durchsichtigen Glase. — „Gestein" zwischen Obsidianen. Grau, Bimsstein-artig, mit grösseren und kleineren Lithophysen und feingezeichneter Lagenstruktur. U. d. M. erweist sich die Grundmasse theilweise glasig,

[1]) RO = Monoxyde und alkalische Erden.

[2]) F. Loewinson-Lessing: Studien über die Eruptiv-Gesteine. Congrès géol. int. Compte rendu de la VII. Session. St. Petersburg, 1897, p. 232/233.

theilweise felsitisch. Die Sphaerolithe sind von einem gelbgrünen, „mikrofelsitischen“ Schleier überzogen und von negativem Charakter der Doppelbrechung. Das Kreuz geht bei Drehung in 2 Hyperbeläste über. Die Sphaerolithe sind nicht öfters radiär gefasert. Ich halte sie für Sanidin-Sphaerolithe. Einsprenglinge fehlen im Gestein; dagegen trifft man vielfach auf feine nadelförmige Feldspathe mit orientirter Auslöschung, wohl Sanidine, und gespannte Glaskugeln von positivem Charakter der Doppelbrechung. Es scheint dieses Gestein einen Uebergang von den glasigen Obsidianen der Gegend zu lithoïden Ausbildungen desselben oder ähnlichen Magmas darzustellen. Auf Grund der oben angegebenen Merkmale gehört es zu den Lipariten.

Quishca-machai. 4143 m (Ostseite des Guamaní): Die Obsidiane und Bimssteine dieser Fundstelle sind schon 1874 von J. Roth beschrieben worden.[1] Ich fand ausser wenigen braunen Biotit-Einsprenglingen vereinzelte Einsprenglinge von Andesin-Oligoklas [Auslöschungswinkel auf M gegen Kante P/M ca. 0°, + Mittellinie etwas excentrisch auf M] und viel kleine Sanidine in Täfelchen und Leisten.

Paluquillo, (Westseite des Guamaní): Hellgrauer, Sandstein-ähnlicher Lavablock mit Hornstein-artigen Streifen, kleinen Einsprenglingen von Feldspath, dunklem Glimmer, Hornblende und wenig Quarz. U. d. M. erkennt man Plagioklas-, Sanidin-, Hornblende- und Quarz-Einsprenglinge. Die zahlreichen Messungen der Ausl.-Schiefen auf symmetrisch zur Zwillingsgrenze auslöschenden Individuen von Plagioklas-Zwillingen nach dem Albit-Gesetz ergaben $7^\circ + 7^\circ \ldots 7^1/_2{}^\circ + 7^1/_2{}^\circ \ldots 7^3/_4{}^\circ + 7^3/_4{}^\circ$. Vielleicht deuten diese Zahlen auf Labrador. Die Sanidin-Einsprenglinge gehören zum Theil jener Art von Sanidin an, deren Ebene der optischen Axen in der Symmetrie-Ebene liegt und die nach *c* langgestreckt sind (v. oben). Die zarten kleinen Leisten und rechteckigen Tafeln mit 0° oder etwas mehr Auslöschungsschiefe sind ebenfalls vertreten. Die Quarz-Einsprenglinge zeigen die schon im allgemeinen Theil erwähnten Erscheinungen. Bärte von Feldspath-Fasern um Quarz sind nicht ungewöhnlich. Die Grundmasse ist stellenweise allotriomorph-körnig, stellenweise sphaerolithisch. Unter den optisch negativen Sphaerolithen kommen solche mit deutlicher Faserung und solche ohne diese vor. — Ein ähnlicher Block wurde an der Wand des Palugo-Thales bei El Corral de Paluquillo (3492 m) gefunden: Er stammt wahrscheinlich von Tablon, ist plattig ausgebildet und nicht so fest als das vorhin beschriebene Gestein. U. d. M. zeigt der Schliff

[1] J. Roth, Monatsber. der Berl. Akad., 1874, p. 383 ff.

weniger Einsprenglinge als dieses. Ferner ist die Grundmasse ganz und gar sphaerolithisch. — Rio Huambi. Chillo-Ebene. Loser Block. Ein dem vorigen makroskopisch sehr ähnlicher Liparit. U. d. M. zeigt sich dieselbe grosse Aehnlichkeit, nur dass die triklinen Feldspath-Einsprenglinge hier etwas reicher vertreten sind, das Gestein also eine Neigung zu den dacitischen Gliedern der Liparite aufweist.

Tablon de Itulgache. Gesteinsvarietät zu dem mächtigen Perlitstrom. 3361 m. West-Seite von Guamani: Das compakte Gestein zeigt abwechselnd dunkle und hellgraue Partieen; die dunkelgrauen sind Hornstein-ähnlich und lassen einen felsitischen Charakter der Grundmasse vermuthen. Einzelne glasige Feldspathe und Biotitblättchen als Einsprenglinge sichtbar. U. d. M. beobachtet man eine geringe Zahl von Einsprenglingen: Sanidin, sowohl mit Lage der o. A. $\perp \infty P \breve{\infty} (010)$ als auch $\parallel \infty P \breve{\infty} (010)$, ist vorhanden; Plagioklas ist häufiger, er gehört der Reihe Andesin-Oligoklas bis Albit-Oligoklas an. Quarz, Biotit und Magnetit sind sehr verbreitet. Auch Tridymit wird beobachtet. Die Grundmasse ist schon im allgemeinen Theil geschildert und gilt als Typus für die felsophyrischen Liparite unserer Gegend. Die von Dr. von Wolff angefertigte chemische Analyse des Gesteins ergab:

		In Molekular-Zahlen:		
SiO_2	76,36	SiO_2	128,0	
Al_2O_3	10,43	Al_2O_3	10,6	
Fe_2O_3	0,54	Fe_2O_3		
FeO	0,98	FeO		
MgO	0,88	MgO	5,4	18,4
CaO	0,97	CaO		
Na_2O	6,01	Na_2O	13,0	
K_2O	3,07	K_2O		
S	0,07		157,0	
H_2O*)	0,33			
	99,64			

*) Glühverlust. — Spec. Gew. 2,489.

Daraus ergeben sich als chemische Formel des Gesteins (a), Verhältniss der Alkalien zu den Monoxyden (b) und als Aciditäts-Coëfficient (c)

a) $1{,}8\ RO\ .\ 1{,}1\ R_2O_3\ .\ 12{,}8\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 5 : 2$

c) $\alpha = 5$

Um die eventuelle Zusammengehörigkeit dieses felsophyrischen Gesteins mit einem von derselben Anhöhe stammenden Obsidianblock, von dem mehrere am Wege nach Encañada (oberhalb des oberen Corral de Itulgache) gefunden wurden, zu erweisen, machte ich gleichzeitig eine chemische Analyse dieses Obsidians. Dies Resultat zeigte eine grosse Aehnlichkeit mit dem der von Wolffschen Analyse, wie die folgenden Daten meiner Analyse belegen:

		In Molekular-Zahlen:		
SiO_2	76,33	SiO_2	122,0	
Al_2O_3	12,89	Al_2O_3, Fe_2O_3	14,0	
Fe_2O_3	1,17			
FeO	0,32	FeO, MgO, CaO	2,0	14,0
MgO	0,08			
CaO	0,72			
Na_2O	5,45	Na_2O, K_2O	12,0	
K_2O	2,49			
P_2O_5	0,01		150,0	
H_2O*)	0,35			
	99,81			

*) Glühverlust. — Spec. Gew. 2,34 (nach von Wolff).

Danach ist in dem von mir analysirten Gestein die chemische Formel des Gesteins (a), das Verhältniss etc.:

a) $1{,}4\ RO\ .\ 1{,}4\ R_2O_3\ .\ 12{,}2\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 12 : 2$

c) $\alpha = 4{,}5$

Aus einer Vergleichung ergibt sich die Thatsache, dass beide Gesteine Magmen von fast gleicher chemischer Zusammensetzung entstammen, Magmen, die aber bei ihrer Verfestigung verschiedene Ausbildung erfahren haben.

Der SiO_2-Gehalt ist bedeutend höher, der Gehalt an Al_2O_3 und CaO bedeutend geringer als bei Daciten. Auch MgO ist nicht so reichlich wie beim Dacit. Dacit erscheint mir also ausgeschlossen. Nun vergleiche man die vorliegenden Daten mit denjenigen von Loewinson-Lessing[1]) für Liparite:

a) $1{,}36\ RO\ .\ 1{,}4\ R_2O_3\ .\ 12{,}6\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 13 : 2$

c) $\alpha = 4{,}76$

[1]) l. c.

Dadurch gewinnt man die Ueberzeugung, dass unsere Tablon-Gesteine Liparite sein müssen. Jedoch veranlasst der grosse Na_2O-Gehalt im Gegensatz zur relativ geringen Menge K_2O (in Mol.-Zahlen: 9,77 : 3,23 bezw. 8,84 : 2,62), auch nicht einen normalen Liparit ohne Weiteres anzunehmen, wohl aber einen Natron-Liparit, dessen Natrongehalt zum Theil dem Sanidin, zum Theil dem sauren Kalknatronfeldspath bezw. dem Albit-Oligoklas zuzurechnen wäre. Anorthoklas wurde nicht beobachtet.

Blaue Perlitvarietät des mächtigen Lavenstromes. Tablon de Itulgache SW.-Seite Guamani. U. d. M. Feldspath oft als Ansatzstelle für die hellbraunen Sphaerolithe, die zuweilen durch gegenseitigen Druck ihre äusserliche Rundung verloren haben. — Bimsstein zwischen Tablon und Corral de Itulgache: Schmutziggrau mit bis 5 mm grossen trüb-weissen Einsprenglingen von Feldspath. U. d. M. allgemein glasige und poröse Ausbildung mit Einsprenglingen von Plagioklas, wenig Sanidin und etwas Pyroxen. Der Sanidin durch langgestreckte Form ohne Zwillingslamellirung zwischen gekreuzten Nikols, orientirte Auslöschung, Absonderung nach $\infty P \infty$ (100) als solcher charakterisirt. Der vorliegende Bimsstein gehört also wohl den Lipariten des Tablon an, die zu den Daciten hinneigen.

Sehr wahrscheinlich bezieht sich eine von J. Roth[1]) veröffentlichte und von Rammelsberg angefertigte Analyse eines „hellgrauen Perlsteins mit reichlichen Bimssteinpartieen, Sanidin, Plagioklas, braunem Glimmer und Obsidianstreifen“ auf einen Perlit dieser Gegend. Denn als zugehöriger Fundort wird der Tablon de Itulgache, Guamani bezeichnet. Die Zahlen der Analyse sind:

		In Molekular-Zahlen:		
SiO_2	72,46	SiO_2	123,83	
Al_2O_3	12,80	Al_2O_3	14,36	
Fe_2O_3	2,32	Fe_2O_3		
MgO	Sp.	MgO	2,46	14,14
CaO	1,35	CaO		
Na_2O	4,48	Na_2O	11,68	
K_2O	4,11	K_2O		
H_2O*)	2,92		152,33	
	100,44			

*) Glühverlust. — Spec. Gew. 2,38.

1) J. Roth: Mon.-Ber., Berl. Akad., 1874, p. 383.

Daraus ergeben sich:

a) $1{,}41\ RO \cdot 1{,}4\ R_2O_3 \cdot 12{,}4\ SiO_2$
b) $R_2O : RO = 10 : 2$
c) $\alpha = 4{,}5$

Von Lagorio[1]) stammen drei Analysen, die die chemische Zusammensetzung eines Obsidians des Tablon de Itulgache (Reiss'sche Samml.), einzelner zugehöriger Sphaerolithe und von Feldspathen, die in diesen eingeschlossen waren, angeben:

	Glas	Sphaerolith	Feldspath
SiO_2	74,59	76,48	62,14
Al_2O_3	12,88	12,06	22,30
Fe_2O_3	0,80	0,95	Sp.
CaO	0,76	0,64	3,29
MgO	0,30	0,39	Sp.
K_2O	5,35	3,78	1,69
Na_2O	3,30	4,89	10,58
Glühverlust . .	1,03	0,77	0,20
	99,01	99,96	100,20
Spec. Gew. . .	2,3235	2.4005	2,647

Diese Analysen von Roth und Lagorio bestätigen also im Allgemeinen die Angaben und Folgerungen aus den von mir gemachten Untersuchungen über die Gesteine des Tablon de Itulgache.

Abweichend jedoch von meinen Resultaten bemerkt Lagorio[2]) bezüglich der in den Sphaerolithen eingeschlossenen Plagioklase seines Obsidians: „Die Auslöschungsschiefe ist auf $P = + 3^\circ 30'$, auf $M = + 7^\circ 15'$. Sie scheinen danach und nach der chemischen Zusammensetzung zu der . . . . Gruppe der Anorthoklase zu gehören. Damit stimmt auch das specifische Gewicht = 2,647 . . ."

Mit Sicherheit kann nun Lagorio bei der Kleinheit und in Folge derselben anzuwendenden grösseren Menge von Kryställchen, wenn mit dem specifischen Gewicht das mittlere einer bestimmten Substanzmenge gemeint

[1]) A. Lagorio: Ueber die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallis.-Vorgänge i. erupt. Magma, Min.-petr. Mitth. VIII, 1887, p. 443/444

[2]) l. c. p. 445/446.

ist, nicht behaupten, dass jene Feldspathe vorliegen. Auch die Resultate der Feldspath-Analyse können, wenn nicht alle Kryställchen, durch Schweben bestimmt, dasselbe specifische Gewicht hatten, nicht den Anorthoklas-Charakter des Feldspaths beweisen.

Dacitische Liparite.

Blöcke aus den Tuffen der Quito-Mulde, in der von Humboldtschen Sammlung mit dem Fundort „Cerro del Quinche"[1]) bezeichnet: Obsidian. Glänzend schwarze Handstücke und solche mit abwechselnden, parallelen Lagen von schwarzer und ziegelrother Färbung, mit deutlichen blaugrauen oder rostbraunen Sphaerolithen, gesondert oder zu mehreren aneinandergereiht, die zuweilen einen Feldspath als Ansatzstelle besitzen. U. d. M. fällt die schöne fluidale Anordnung der zahlreichen Mikrolithe, besonders der Augitmikrolithe und Glasblasen in fast parallelen Lagen in der glashellen, stellenweise röthlich gefärbten Glasbasis auf. Die zahlreichen kleinen Feldspathleisten zeigen auffallend oft orientirte Auslöschung, sind daher wohl zum grössten Theil Sanidin. Die rostbraunen Sphaerolithe (Mikrofelsit-Sphaerolithe) sind positiv und schön ausgebildet. An einzelnen Stellen ist ein solcher Sphaerolith um einen Krystall von Plagioklas oder Biotit gewachsen und ragt an seiner Peripherie pseudopodienartig ins umgebende Glas hinein. Nur Plagioklas (Andesin) und Biotit sind durch Einsprenglinge vertreten; diese jedoch in geringer Menge. Diese Thatsache, dass die Feldspath-Einsprenglinge (triklin) basischer als der Feldspath der Grundmasse (Sanidin) sind, steht mit der allgemeinen Regel im Einklang, dass basischere Bestandtheile sich zuerst ausscheiden. Wegen des reichen Auftretens von Mikrofelsit-Sphaerolithen, das nach allen Beobachtungen nur an ein übersaures, Alkali-reiches Magma gebunden ist, und wegen der grossen Verbreitung von Sanidin-Mikrokrystallen rechne ich das Gestein zu den Lipariten. Da aber unter den Feldspath-Einprenglingen nur Plagioklas, wenn auch in geringer Menge, vertreten ist, so erhält das Gestein dacitischen Charakter, und dürfte am besten als „dacitischer Liparit-Obsidian" bezeichnet werden. Ein solcher Sphaerolith-führender Obsidian der Humboldtschen Sammlung, mit „Cerro del Quinche" bezeichnet, aber ohne Zweifel vom Guamani stammend, ist von Lagorio[2]) chemisch analysirt. Ich gebe hier die Zahlen seiner Analyse wieder:

[1]) Siehe oben.
[2]) A. Lagorio: Min.-petr. Mitth. N. F., 1887, p. 443.

SiO_2	72,70
Al_2O_3	13,79
Fe_2O_3	1,01
CaO	2,07
MgO	0,65
K_2O	4,33
Na_2O	4,93
H_2O*)	1,10
	100,58

*) Glühverlust.

Der SiO_2-Gehalt des vorliegenden Obsidians übersteigt also den der Dacite, deren Maximalwerth höchstens 70 % ist. Die Al_2O_3-Menge ist so gering, wie sie kaum bei Daciten vorkommen dürfte. Alkali ist bedeutend reicher vertreten als bei Daciten. Daraus folgt, dass der Hauptcharakter des Gesteins nicht dacitisch, sondern liparitisch ist. Die reiche Menge CaO ist aber etwas den Daciten Eigenthümliches.

Auf diese Betrachtungen gestützt, möchte ich auch das von Lagorio untersuchte Gestein als „dacitischen Liparit-Obsidian" gelten lassen.

Zur weiteren Bestätigung meiner Ansicht gebe ich hierunter die aus der Analyse resultirenden Molekular-Zahlen:

SiO_2	121,8	
Al_2O_3, Fe_2O_3	14,2	
CaO, MgO	5,1	17,6
K_2O, Na_2O	12,5	
	153,6	

Danach sind a) die chemische Formel des Gesteins, b) das Verhältniss der Alkalien zu den Monoxyden und c) der Aciditäts-Coëfficient α:

a) $1,8\,RO \,.\, 1,4\,R_2O_3 \,.\, 12,2\,SiO_2$

b) $R_2O : RO = 5 : 2$

c) $\alpha = 4,06$

Die von Loewinson-Lessing[1]) aufgestellten, für Liparit gültigen, entsprechenden Daten sind:

a) $1,36\,RO \,.\, 1,4\,R_2O_3 \,.\, 12,6\,SiO_2$
b) $R_2O : RO = 13 : 2$
c) $\alpha = 4,76$

Für einen typischen Dacit gelten dagegen nach demselben Autor:

a) $2,23\,RO \,.\, 1,74\,R_2O_3 \,.\, 11,24\,SiO_2$
b) $R_2O : RO = 3 : 5$
c) $\alpha = 3,02$

Durch eine Vergleichung der Zahlen Lagorio's mit denen von Loewinson-Lessing werden wir genöthigt, auch diesem Guamani-Gestein eine mittlere Stellung zwischen den Lipariten und Daciten anzuweisen.

Bei einem Vergleich der beiden vom Guamani stammenden, untersuchten Obsidiane finden wir für den hohen Gehalt an CaO in der Analyse eine Erklärung in dem Auftreten von Plagioklas-Einsprenglingen im Schliff; andererseits stützt die Thatsache des hohen SiO_2-Gehalts und der reichen Menge von Alkali in der Analyse die optische Untersuchung.

Ebene der Quito-Mulde am Fusse des Pamba-marca zwischen Guaillabamba und Cosapamba: Bearbeitete Obsidiansplitter mit zahlreichen Scherben von Indianertöpfen. Obsidian mit durchsichtigen und glashellen, durchscheinenden und undurchsichtigen Partieen ohne Sphaerolithe.

U. d. M. sieht man in der Glasbasis zahlreiche, meist zerstreute Mikrolithe von säulenförmigen Angiten, kenntlich an dem hohen Relief, dem positiven Charakter in der Längsrichtung und $40^1/_2{}^\circ$ Auslöschungsschiefe gegen die Längsrichtung. Einige sind deutliche Zwillinge und Durchkreuzungszwillinge nach $\infty P \infty$ (100). Auch zarte Feldspathmikrolithe sind im Schliff, und zwar gewöhnlich in Leistenform, vorhanden. Zuweilen drängen sich mehrere büschelförmig zusammen und verwachsen mit einander. Soweit sich Auslöschungsschiefen bei solchen kleinen Feldspathleisten genau feststellen liessen, betrugen dieselben 0° oder ca. 0°, was auf Sanidin schliessen lässt. Einige rostbraun gefärbte Partieen, die von Mikrolithenzügen ohne Richtungsänderung durchsetzt werden und zwischen gekreuzten Nikols und mit Hülfe eines Gypsblättchens vom Roth 1. Ordnung Spuren von Interferenzerscheinung aufweisen,

[1]) l. c. p. 232/233.

sind jedenfalls Mikrofelsit. Von Einsprenglingen sind nur wenige grüngelbe pleochroïtische Amphibole (auch in Zwillingen nach $\infty P \infty$ (100)), Augite mit randlich angelagerten Erzpartikeln und trikline Feldspathe vorhanden. In zwei Fällen konnte ich mit Hülfe der Fouquéschen Methode auf Schnitten ⊥ c die Art des Plagioklases feststellen. Er wird durch die Mischungsformeln $Ab_3 An_1$ bezw. $Ab_2 An_1$ fixirt. Der Obsidian ist aus ähnlichen Gründen wie vorher zu den dacitischen Lipariten zu rechnen.

Filo de los Corrales: Obsidian von der Westseite des Filo de los Corrales, 4300 m (W. S. Guamani). Mikroskopisch bietet auch dies Gestein keine Sanidin-Einsprenglinge, wohl aber im Glase zahlreiche rektanguläre Leistchen und Täfelchen von Feldspath mit 0° oder ca. 5° Auslöschungsschiefe, die auf Sanidin hinweisen. Solche Mikrofeldspathkrystalle häufen sich stellenweise im Glase derartig an, dass man von einer lokalen hyalopilitischen Struktur reden könnte. Die wenigen Einsprenglingsfeldspathe sind nur Plagioklase. Ein Schnitt eines zonar aufgebauten Plagioklases nach M besitzt in der Innenzone — 12°, in der Randzone + 3°, dazwischen — 1° Auslöschungsschiefe gegen die Kante P : M. Dadurch werden Plagioklase der Reihe Andesin bis Andesin-Oligoklas charakterisirt. Ausserdem zeigt der Schliff noch Fragmente von Amphibolkrystallen und graue bis braune Flecken, die auf Mikrofelsit hindeuten, da sie zwischen gekreuzten Nikols im Gegensatz zum Glase Differenzirung zeigen.

Dr. Tietze hat das vorliegende Gestein chemisch analysirt. Das Resultat ist:

		In Molekular-Zahlen:		
SiO_2	73,16	SiO_2	122,88	
Al_2O_3	11,97	Al_2O_3, Fe_2O_3	13,23	
Fe_2O_3	2,23			
CaO	2,67	CaO, MgO	7,52	18,08
MgO	1,08			
Na_2O	3,55	Na_2O, K_2O	10,56	
K_2O	4,56			
H_2O*)	0,16		154,19	
P_2O_5	0,18			
	99,56			

*) Glühverlust.

Nach v. Wolff ist das specifische Gewicht 2,359.

Danach sind a) die chemische Formel des Gesteins, b) das Verhältniss der Alkalien zu den Monoxyden, c) der Aciditäts-Coëfficient α:

$$\text{a)}\quad 1{,}8\,RO\,.\,1{,}3\,R_2O_3\,.\,12{,}3\,SiO_2$$
$$\text{b)}\quad R_2O : RO = 7 : 5$$
$$\text{c)}\quad \alpha = 4{,}3$$

Diese Zahlen bekunden klar, dass der Obsidian von vorwiegend liparitischem Charakter ist, dass er aber nach den Daciten hinneigt, wie das Verhältniss der Alkalien zu den Monoxyden andeutet. Ich möchte daher im Gegensatz zu Herrn Th. Wolf,[1]) der den Obsidian als einen Dacit-Obsidian ansieht, als dacitischen Liparit-Obsidian bezeichnen.

Von demselben Fundort sind Obsidiane derselben Art mit Sphaerolith-Lagen und makroskopisch deutlichen Biotit-Einsprenglingen vertreten. U. d. M. sind die braungrauen Sphaerolithe von einem ungefärbten Rande umgeben, der sich stellenweise nicht scharf gegen die mediane Partie abhebt. Zwischen gekreuzten Nikols und mit Benutzung eines Gypsblättchens vom Roth 1. Ordnung erkennt man ferner, dass die Fasern des Randes optisch negativ, diejenigen der anderen Partie theils optisch positiv, theils negativ sind; letzteres zeigt sich vornehmlich dort, wo die braungraue Farbe weniger intensiv ist. Alle Strahlen löschen orientirt oder fast orientirt aus. Höchstwahrscheinlich sind die in ihrer Längserstreckung optisch negativen Strahlen zarte Sanidinkrystalle, während jene optisch positiv sich erweisenden Strahlen wohl als Quarz gedeutet werden dürften. Ausser dieser Art von Sphaerolithen trifft man auf Sphaerolithe, bestehend aus vielen orientirt auslöschenden, radiär gestellten, positiven Fasern, also wohl homogene Quarz-Sphaerolithe. Endlich zeigen sich noch helldurchsichtige Sphaerolithe, aus orientirt oder fast orientirt auslöschenden, optisch negativen Strahlen bestehend, die wohl Sanidin sind. Im Glase liegen ferner eine grosse Anzahl von Augitmikrolithen, oft orientirt auslöschenden Feldspathleistchen und -täfelchen, dann einige Glimmer-, Hornblende- und Plagioklas-Einsprenglinge neben Erz. Die Plagioklas-Einsprenglinge zeigen stellenweise Zonarstruktur mit $-13°$ und $-4°$ Auslöschungsschiefe auf M gegen die Kante P M, gehören also der Reihe Andesin bis Andesin-Oligoklas an. Ebensolche Obsidiane, zum Theil in plattiger Ausbildung, stammen

vom Gipfel des Filo de los Corrales (4448 m),

[1]) A. Stübel: Die Vulkanberge von Ecuador, Petrographie von Th. Wolf, Berlin 1897, p. 427, Anmerkg.

von der kleinen Quebrada der Westseite des Filo de los Corrales (ca. 4300 m) und

vom Nordabhang des Nordgipfels desselben Filo. 4300 m.

Die Gesteine in

der Quebrada am Nordabhang des Nordgipfels des Filo de los Corrales,

(zwischen 4200 und 4300 m) sind nicht Obsidiane, sondern Bimssteine oder erweisen sich als Bimsstein-ähnlich, gehören aber nach ihren optischen Merkmalen zu den dacitischen Liparit-Bimssteinen. Einige haben im Glase differenzirte Glaskügelchen von positivem Charakter der Doppelbrechung.

Alto de Itulgache. (4200 m.) Das Gestein zeigt makroskopisch eine poröse, röthliche, felsitische Grundmasse von etwas zersetztem Aussehen, ohne deutliche Sphaerolithbildung, mit einigen glasigen Feldspath-Einsprenglingen und kleinen, schwarzen, glänzenden Biotitblättchen. U. d. M. constatirt man nur eine geringe Zahl von Bildungen der intratellurischen Periode, und zwar Plagioklas, Biotit, Quarz, Erz. Die Albitlamellen der Plagioklase haben geringe Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsgrenze (bis 3°); dies lässt den sehr sauren Charakter der Feldspathe vermuthen. Die Ausbildung dieser Einsprenglinge ist meist idiomorph. Resorptionserscheinungen sind vorhanden. Die Grundmasse muss man als felsitisch bezeichnen; sie ist voll von Sphaerolithen verschiedener Art.

Eine Art derselben zeigt im Schliff Radialschnitte, dieselben haben concentrische Schaalung und sind durch radiale Fasern ausgezeichnet. Letztere zeigen orientirte Auslöschung und haben positiven Charakter der Doppelbrechung nach der Längserstreckung. Im convergenten Licht ergeben sich Erscheinungen, ähnlich denen in Platten ⊥ zur mittleren Elasticitäts-Axe oder ⊥ zu einer Mittellinie mit grossem Axenwinkel. Dies deutet auf Quarz. Die weiteren Merkmale der Grundmassen-Bestandtheile dieses Gesteins finden wir schon im allgemeinen Theil charakterisirt. Positive Mikrofelsit-Sphaerolithe mit radialer Streifung sind vorhanden. Durch den ganzen Schliff ziehen sich nun Mikrolithe, Trichite, Glasblasen und Erzpartikel oft quer und schief gegen die Richtung der Sphaerolithfasern und in reicher Menge. Das Fehlen von Sanidin und die Anwesenheit von Plagioklas unter den Einsprenglingen des Gesteins geben ihm einen dacitischen Charakter. Das reiche Vorkommen von sauren, sphaerolithischen Bildungen prägt ihm dagegen einen liparitischen

Charakter auf. Wir haben es also hier mit einem dacitischen Felsoliparit zu thun.

Am Schluss dieser Betrachtungen über die Guamani-Gesteine möchte ich zu Herrn Th. Wolfs Ansicht über den Charakter der Obsidiane, Perlite, Sphaerolithe und Bimssteine mir einige Bemerkungen erlauben. Herr Th. Wolf sagt[1]): „Roth[2]) (nach ihm auch Zirkel II, 283, 298) stellt die Obsidiane, Perlite, Sphaerolithe und Bimssteine des Guamani zu den rhyolitischen (liparitischen) Gläsern, da sie neben Plagioklas auch Sanidin enthalten. Aber selbst, wenn sich herausstellen sollte, dass in einigen Stücken der Sanidin den Plagioklas an Menge überwiegt, so gehören diese hyalinen Gesteine dennoch geologisch zum Dacit wegen ihres direkten Zusammenhangs mit echten Daciten."

Nach der gewonnenen Uebersicht über das ganze Gebiet der Guamani-Gesteine tritt auf Grund der Untersuchungen von J. Roth, vom Rath und Lagorio, sowie auf Grund meiner Resultate hervor, dass, trotz des von Th. Wolf angeführten geologischen Zusammenhangs der Obsidiane, Perlite, Sphaerolithe und Bimssteine mit echten Daciten, jene glasigen Gesteine unmöglich den Daciten, sondern Lipariten und Typen zwischen Liparit und Dacit zuzuzählen sind.

Die Reiss'sche Sammlung des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität hat auch unter den Quarz-führenden lithoiden Bildungen keine echten Dacite aus denjenigen Gebieten aufzuweisen, wo jene erwähnten, berühmten, hyalinen Laven geflossen sind.

C. Fussgebirge des Antisana.

Liparite (theilweise mit Hinneigung zu Daciten) und Natronliparite.

Urcu-cui. Südwestseite des Fuss-Gebirges des Antisana. S.O.-Ausläufer des Urcu-cui-Abhanges. Obsidianlaven von Barbon-pata. Felsen auf der rechten Seite des Rio Isco. Makroskopisch dunkle Obsidiane mit Sphaerolithen. U. d. M. zeigen sich in der zuweilen etwas perlitisch abgesonderten Glasbasis einige wenige Plagioklas-Einsprenglinge aus der Reihe Andesin-Oligoklas bis Labrador, oft mit Zonenstruktur und Albitlamellen. Ein Schliff ⊥ a mit deutlichen senkrechten Spaltrissen nach der Basis und dem

[1]) A. Stübel: Die Vulkanberge von Ecuador, Petrographie von Th. Wolf, Berlin, 1897, p. 427, Anm.
[2]) Roth: Monatsberichte d. Berliner Akad., 1874.

seitlichen Pinakoïd hat 78° Auslöschungsschiefe gegen die Spur des Einschnittes von M. Ein anderer Schliff ⊥ c zeigt 4° Auslöschungsschiefe gegen die Spur des Einschnittes von P. Beide Messungen deuten auf Andesin-Oligoklas von der Mischungsformel $Ab_3 An_1$. Diese Zusammensetzung des Plagioklas hat auch vom Rath für denselben Antisana-Obsidian nachgewiesen.[1]) An Einsprenglingen finden sich dann noch pleochroïtische Hornblende (grün bis braun) und Biotit. Zu den Bildungen der Effusivperiode gehören positive braune (Mikrofelsit-) und positive ungefärbte (Quarz-) Sphaerolithe, neben zahlreichen Augitmikrolithen sowie kleinen Leisten und Tafeln von Feldspath, welch letztere in auffallend grosser Menge orientirt auslöschen oder eine recht kleine Auslöschungsschiefe besitzen, weshalb ich dieselben für Sanidin halte. Dieserhalb und wegen des Auftretens von Mikrofelsitsphaerolithen, zugleich unter Berücksichtigung, dass die Zahl der Plagioklas-Einsprenglinge doch nur eine geringe bleibt, bin ich der Ansicht, dass das Gestein ein Liparit-Obsidian ist, der zu den Daciten neigt. Diese Auffassung wird durch die Untersuchung des folgenden Gesteins noch gestützt.

Unterer östlicher Felsen des Nordrandes von Urcu-cui: Schwarzer Obsidian, ohne Sphaerolithe, mit vereinzelten glasigen Feldspathen. U. d. M. zeigt sich kaum eine Verschiedenheit vom vorigen Gestein, nur dass die Einsprenglinge und Mikrokrystalle hier spärlicher auftreten und die Sphaerolithe gänzlich fehlen. Die chemische Analyse wurde von Dr. F. von Wolff angefertigt und hatte das nachstehende Ergebniss:

		In Molekular-Zahlen:		
SiO_2	73,61	SiO_2	122,23	
Al_2O_3	13,01	Al_2O_3	14,37	
Fe_2O_3	2,66	Fe_2O_3		
FeO	0,51	FeO		
MgO	0,53	MgO	4,42	17,25
CaO	1,34	CaO		
Na_2O	6,69	Na_2O	12,83	
K_2O	2,02	K_2O		
P_2O_5	Sp.		153,85	
H_2O*)	0,04			
	100,41			

*) Glühverlust. — Spec. Gew. 2,355.

[1]) G. vom Rath: Z. d. d. g. G., 27, 1875, p. 295 ff.

Das Gestein möchte ich seines hohen Na_2O-Gehalts, der den des K_2O mehrfach überragt, als einen Natron-Liparit bezeichnen. Dem Kalkgehalt, der dem bei den Lipariten vorkommenden entspricht, zufolge erscheinen trikline Feldspathe von dem Charakter des Andesins. Nach diesem Kalkgehalt von 1,34 % (Dacite meist 2,5—4 %) und dem an $SiO_2 = 73,61$ % (Dacite stets unter 70 %), endlich dem an $Al_2O_3 = 13,01$ % (Dacite 14—18 %) und dem spec. Gew. = 2,35 (Dacite 2,45—2,6) erscheint es nicht angängig, das Gestein als Dacit zu bezeichnen.

Ergänzend kommen noch folgende Daten zur Bestätigung des Gesagten in Betracht:

a) $1,72\,RO \,.\, 1,4\,R_2O_3 \,.\, 12,2\,SiO_2$

b) $R_2O : RO = 6 : 2$

c) $\alpha = 4,1$

d) $K_2O : Na_2O = 1 : 5,1$

Zu den Lipariten mögen auch die Gesteine des obersten Felsens des Nordrandes von Urcu-cui gehören, die entweder lithoïd oder als Obsidiane und Bimssteine entwickelt vorkommen. Auch die schwarzen, Porzellanartigen oder glasig glänzenden, compakten oder körnig bröckeligen Obsidianvarietäten, die hellgrauen Bimssteine und zugehörigen lithoïden Bildungen vom Osttheil des Urcu-cui gehören den liparitischen Gesteinen an. Einzelne derselben sind durch grosse Lithophysen ausgezeichnet. Aus der Gruppe der letztgenannten Gesteine habe ich eines chemisch analysirt. Es ist an der östlichen Einsattlung am Gipfel von Urcu-cui anstehend und lithoïd; zu ihm gehört auch ein poröser Obsidian. Die lithoïde Bildung ist hellblaugrau, compakt und besitzt viele kleine Einsprenglinge von Feldspath und dunklen Mineralien in fluidaler Lagerung. U. d. M. zeigt die Grundmasse dieselben Mineralien dichtfilzig gelagert. Die grösseren Einsprenglinge sind Plagioklas, Hornblende, Biotit, Augit und Erz. Quarz konnte ich im Schliff nicht wahrnehmen. Die kleinen Feldspath-Einsprenglinge zeigen in rektangulären Schnitten oft 0° Auslöschungsschiefe. Diese Erscheinungen deuten auf Sanidin. Da aber andere Schnitte auch Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz im polarisirten Licht aufweisen, so ist nicht ausgeschlossen, dass auch unter den erwähnten rektangulär getroffenen Feldspathen Plagioklas vorkommt. Derselbe ist dem Andesin-Oligoklas zuzurechnen.

Die Resultate der Analyse sind folgende:

			In Molekular-Zahlen:	
SiO_2	71,94	SiO_2	123,20	
Al_2O_3	13,06	Al_2O_3	14,59	
Fe_2O_3	2,23	Fe_2O_3		
FeO	0,34	FeO		
CaO	1,53	CaO	4,29	14,79
MgO	0,38	MgO		
K_2O	4,40	K_2O	10,50	
Na_2O	3,44	Na_2O		
P_2O_5	0,19		152,58	
H_2O*)	1,79			
	99,30			

*) Glühverlust. — Spec. Gew. 2,348.

Es ergeben sich folgende Daten:

a) $1{,}48\ RO\ .\ 1{,}46\ R_2O_3\ .\ 12{,}3\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 5 : 2$

c) $\alpha = 4{,}1$

Diese Daten veranlassen, das Gestein als einen Liparit anzusehen, der nur geringe Neigung zum Dacit zeigt. Sie bestätigen auch, dass der Feldspath theils dem Sanidin, theils, wegen des Kalkgehalts in der Analyse, dem Plagioklas (Andesin-Oligoklas) zugetheilt werden muss.

Südwest-Abhang am Tiu-huaico paso, 3941 m. Obsidian mit vielen röthlich-grauen Sphaerolithen, Lithophysen und wenigen zerstreuten glasigen Feldspath-Einsprenglingen. U. d. M. Die durchsichtige, ungefärbte Glasbasis ist erfüllt von Augit- und Erzmikrolithen, Trichiten und einigen Luftblasen. Sie enthält ferner positive Mikrofelsit-Sphaerolithe, die oft einen Feldspath oder eine Hornblende als Ansatzstelle besitzen. Viele kleine Feldspathe in Leisten und Tafeln gehören wohl dem Sanidin an, aus Gründen wie vorher. Die wenigen Einsprenglinge sind auch hier wie in den vorigen Fällen Plagioklase (Andesin-Oligoklas bis Andesin), Hornblende und Biotit. An einer Stelle zeigt ein Biotit-Einsprengling, der ungefähr nach der Basis getroffen ist, schönen zonaren Aufbau. Auch diesen Obsidian rechne ich zu den Lipariten mit Hinneigung zum Dacit.

Da die Untersuchungen von vom Rath[1]) über „die Sphaerolithlaven des Antisana“ sich auf jene von mir als liparitische Gesteine erkannten Laven des Urcu-cui beziehen, so bekräftigen sie meine Folgerungen aus der mikroskopischen Betrachtung durch seine Analyse von „Obsidiankörnern aus der Lava“. Die Zahlen der Analyse sind nämlich folgende:

SiO_2	77,76
Al_2O_3	13,14
Fe_2O_3	1,47
CaO	0,63
MgO	—
Alkalien (Verlust)	7,00
	100,00

*) Spec. Gew. 2,320 (20° C.). — Glühverlust 0,24.

Gegen die Annahme von Th. Wolf[2]), der die Gesteine des Urcu-cui als Quarz-Andesit (Dacit) deutet [er glaubt dort den direkten Uebergang von Perliten in krystallinischen Quarzandesit beobachtet zu haben] und auch gegen J. Roths[3]) Bestätigung dieser Ansicht sprechen also nicht nur die Ergebnisse meiner Untersuchungen, sondern auch die Resultate der vom Rath'schen Analyse, sowie derjenigen von Dr. von Wolff, besonders bezüglich des (hohen) SiO_2- und (geringen) Al_2O_3-Gehalts, und dann in Rücksicht auf das Verhältniss der Alkalien zum Kalk (in Mol.-Proport. 15 : 3 bezw. 15 : 4).

II. Dacitische Gesteine.

1. Makroskopischer Charakter.

Zu den Daciten rechnet eine Serie von Gesteinen, die sich nach ihrem makroskopischen Aussehen insofern von den Andesiten unterscheiden, als bei jenen die hellgrauen Farben anstatt der dunkelen vorherrschen und ein mehr trachytischer

[1]) G. vom Rath: Z. d. d. g. G., 27, 1875, p. 295 ff.

[2]) Th. Wolf: Geognostische Mitth. aus Ecuador (Ueber das Vorkommen von Quarzandesit im Hochland v. Quito). N. J. für Min., Geol. u. Paläont., 1874, p. 377 ff., 381. — Ders.: Geografia y Geologia del Ecuador, 1892, p. 357,358.

[3]) J. Roth: Allg. u. chem. Geologie, II. Bd., p. 306, 1887.

Habitus überwiegt. Fast alle diese Gesteine zeigen dem blossen Auge geringe Mengen von eingesprengtem Quarz, der sich von der lichten, meist compakten Umgebung wenig deutlich abhebt. Die Dimensionen dieser Quarze, sowie der in grösserer Menge sichtbaren Feldspathe und dunkelen Einsprenglinge erheben sich selten über 5 mm.

Von ganz anderem makroskopischen Charakter sind diejenigen Dacite unserer Sammlung, welche von der Reventazon de Antisanilla stammen. Sie sind schwarze oder dunkelgraue, dichte oder poröse Gesteine, mit zerstreut liegenden kleinen, meist abgerundeten Dihexaëdern von klaren Quarzen besät, die scheinbar kleinere Höhlen ausfüllen und sehr leicht mit den ebenso glasigen, benachbarten Feldspathen verwechselt werden können. Die Dimensionen dieser Einsprenglinge sind selten grösser als 5 mm. Die Antisanilla-Laven sind den Andesiten sehr ähnlich und wurden nach ihrem ersten Auffinden von Th. Wolf[1]) als Quarz-Andesit bezeichnet.

2. *Mikroskopischer Charakter.*

a. Einsprenglinge.

In seiner Allgemeinen und Chemischen Geologie betont J. Roth[2]), dass sich die Dacite von den Hornblende-Andesiten nur nach dem Vorhandensein von Quarz oder von SiO_2-Ueberschuss, welcher sich in der Analyse ausdrückt, unterscheiden. Für unser Gebiet ist damit der Unterschied beider Gesteine noch nicht genügend gekennzeichnet, da auch der Charakter ihrer Plagioklas-Einsprenglinge verschieden ist. Um einen Vergleich derselben bei beiden Gruppen von Gesteinen zu ermöglichen, führe ich hier einige Daten der nach verschiedenen Methoden gemachten Untersuchungen von Feldspath-Einsprenglingen in Daciten an und verweise auf die entsprechenden Mittheilungen bei den Andesiten

Fundpunkt	Auslöschungsschiefe auf M zur Kante P : M (Feldspath meist zonar)	Charakter des Feldspaths nach Mischungsformeln
Papa-llacta	$-16° \ldots -11° \ldots -8° \ldots 0°$	Ab_4An_3 bis Ab_4An_1
Potrerillos	ca. $0°$	Ab_4An_1
El Chacana	ca. $0°$	Ab_1An_1
San Clemente	$-16° \ldots -3°$	Ab_4An_3 bis Ab_4An_1

[1]) Th. Wolf: N. J., 1874, p. 382 ff.

[2]) J. Roth: Allgemeine und chem. Geol., II. Bd., 1887, p. 298.

Fundpunkt	Auslöschungsschiefe auf M zur Kante P:M (Feldspath meist zonar)	Charakter des Feldspaths nach Mischungsformeln
Achupallas	$-10^\circ \ldots -3^\circ$	Ab_3An_2 bis Ab_3An_1
Guamani de Antisana	$-19^\circ \ldots -8^\circ$	Ab_1An_1 bis Ab_3An_2
ib.	$-22^\circ \ldots -8^\circ \ldots 0^\circ \ldots +8^\circ$	Ab_1An_1 bis Ab_6An_1
ib.	$-17^\circ \ldots -10^\circ \ldots +12^\circ$	Ab_1An_1 bis Ab_8An_1
ib.	$-8^\circ \ldots -6^\circ \ldots +3^\circ$	Ab_3An_2 bis Ab_5An_1
ib.	$0^\circ \ldots +4^\circ$	Ab_4An_1 bis Ab_5An_1

Fundpunkt	Auslöschungsschiefe auf Schnitten ⊥ c zur Kante P:M	Charakter des Feldspaths nach Mischungsformeln
Media-luna	16°	Ab_4An_3
Laguna de Papa-llacta	0°	Ab_4An_1
Volcan-cocha	0°	Ab_4An_1
El Chacana	10°	Ab_3An_2
Guamani de Antisana	0°	Ab_4An_1
ib.	3°	Ab_3An_1
ib.	5°	Ab_6An_1

Es fällt beim Vergleich dieser Daten mit den später zu bringenden der Amphibol-Andesite und verwandten Gesteine sofort in die Augen, dass die äussersten Grenzen der Feldspathe in beiden Gruppen verschieden liegen. Dort sind sie durch die Mischungsformeln Ab_1An_2 und Ab_4An_1, bei den Daciten durch die Formeln Ab_1An_1 und Ab_8An_1 gekennzeichnet. Es geht daraus freilich hervor, dass den Plagioklasen der Dacite eine grössere Acidität zugesprochen werden muss, als denen der in Frage kommenden Andesite. Der Unterschied erstreckt sich aber nicht bloss auf die Mengen der Kieselsäure, sondern auch auf diejenigen der Thonerde, des Kalks und des Natrons. Die Plagioklas-Einsprenglinge der Dacite einerseits und der Amphibol-Andesite andererseits sind daher im Allgemeinen verschiedener Natur; und das ist auch ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal beider Gesteinsgruppen.

Form, Grösse und Zahl dieser Feldspathe zeigen jedoch keine Unterschiede; ich möchte daher rücksichtlich dieser Merkmale auf die bei den Andesiten gemachten

Noten verweisen. Mikroperthitische Verwachsungen von Andesin und Oligoklas fand ich in Daciten der Laguna de Papa-llacta und des Achupallas. Die Feldspath-Einsprenglinge von Daciten des Chacana sind durch reiche Grundmassen-Einschlüsse charakterisirt. Im Allgemeinen hat der Plagioklas wenig Umwandlungen erfahren. Wo eine Opalisirung stattgefunden hat, ist zugleich das ganze Gestein davon betroffen worden. Solche Erscheinungen sind z. B. bei Daciten von Volcan-cocha zu constatiren.

Die dunklen Einsprenglinge der Dacite hingegen sind von denen der Andesite unseres Gebietes nicht verschieden. Wie bei diesen ist auch dort der braune Amphibol oft nicht mehr frisch, sondern opacitisirt. Oft deutet nur noch ein zurückgebliebener kleiner Rest von Opacit die charakteristischen Formen der ursprünglichen Amphibol-Einsprenglinge an; die zwischenliegenden freien Stellen sind dann von Calcit ausgefüllt. Frische Stellen zeigen denselben Pleochroïsmus wie bei Andesiten. Auch für die grüne Hornblende gelten analoge pleochroïtische Erscheinungen wie bei den Andesiten. Der grüne Amphibol eines Dacits vom Chacana zeigt randliche Epidotbildung. Hier findet man auch in den Amphibol-Einsprenglingen Einschlüsse von Biotit neben solchen von schwarzem Erz. Ein anderer Dacit vom Picacho de Chacana zeigt grüne Hornblende mit schwarzem Körnersaum.

Auch die braunen Biotit-Einsprenglinge sind oft stark verändert. Als ältere Gesteinsbestandtheile sind sie mit am meisten der Einwirkung des umgebenden Magmas ausgesetzt gewesen und haben sich, wie der Amphibol, mit einem dunklen Saum umgeben. In einem Gipfelgestein von Media-luna, das schon makroskopisch stark zersetzt erscheint, ist, wohl unter dem Einfluss der natürlichen Auslaugung, der Biotit zum Theil ausgebleicht worden; zugleich hat sich eine schmutzig-bräunliche, körnig-schuppige Masse, wohl Brauneisenerz, gebildet.

Von den dunklen Daciten der Reventazon de Antisanilla abgesehen, finden wir den monoklinen Pyroxen recht selten primär als Einsprengling vertreten, und da der rhombische Augit in unseren Daciten nur in Gesellschaft des monoklinen auftritt, so ist auch sein Erscheinen in den vorliegenden Gesteinen selten. In einzelnen Gesteinen der Laguna de Papa-llacta, vom Hondon de San Clemente und vom Guamaní de Antisana hat er sich in Serpentin umgewandelt.

Anders verhalten sich die Laven des historischen Antisanilla-Stromes. Hier sind beide Arten von Pyroxen so reichlich vertreten, dass die meist opake Hornblende fast zurücktritt. Sodann zeigen sie keine Umwandlung irgend welcher Art und geben dem Gestein insofern ein andesitisches Gepräge, als sie in Form, Farbe, Auslöschungsschiefe und Interferenztönen von dem Pyroxen der Andesite nicht abweichen. Der monokline Augit hat vielfach Sanduhrstruktur.

In diesen Gesteinen ist auch der Quarz in grösserer Menge vorhanden als bei den anderen Daciten. Ueberall erscheint er verrundet oder unregelmässig corrodirt, lässt aber meist noch die ursprüngliche Dihexaëderform vermuthen. Glaseinschlüsse sind vorhanden. Wie erwähnt, sind mit Ausnahme der Antisanilla-Gesteine die Dacite unseres Gebiets recht Quarz-arm. Ja, bei den Daciten von Achupallas erreicht, gemäss der Analyse, der SiO_2-Gehalt 59,26 %.

Eine den dunklen Daciten, den Quarz-Andesiten von Th. Wolf, zukommende Eigenthümlichkeit ist das Auftreten von zahlreichen Olivinkrystallen. Belowsky[1]) hat dieselbe Erscheinung in Daciten des Hochlandes von Tulcan bis Rio Chota und der Escaleras-Berge beobachtet. Hier wie dort sind die Durchschnitte oft distinkt durch $\infty P\,(110)$ und $\infty P \breve{\infty}\,(010)$ oder $\infty P \breve{\infty}\,(010)$ und $2 P \breve{\infty}\,(021)$ begrenzt oder an den Rändern corrodirt. Das hohe Relief, die starke Doppelbrechung und die groben Blätterdurchgänge nach $0P\,(001)$ sind auch hier dem Olivin eigene Merkzeichen. An den Rändern, Spalten und Rissen beobachtet man ferner zuweilen Ausscheidungen von bräunlichem Eisenoxydhydrat. Meist jedoch ist die Olivinsubstanz noch frisch und unverändert.

Grössere Apatit-Krystalle habe ich in unseren Daciten selten angetroffen. Einen rektangulären, breiten Durchschnitt eines Apatit-Einsprenglings zeigt der Schliff eines Dacits von Potrerillos. Der Schnitt ist $\parallel$ der *c*-Axe getroffen. An den Enden ist er unregelmässig gestaltet. Im Centrum sind feine Stäubchen eingelagert, die dem Krystall eine lichtbräunliche Färbung verleihen. Die bekannte Erscheinung brauner pleochroïtischer Höfe ist hier gut ausgeprägt.

b. Grundmasse.

Hinsichtlich der Grundmassenstruktur haben die Dacite unseres Gebiets mit den Andesiten viele verwandte Merkmale. Die allotriomorph-feinkörnige Struktur ist aber bei den dacitischen Gesteinen reicher vertreten. Der Feldspath bildet auch hier wieder den Hauptgemengtheil. Jedoch ist der oben erwähnte Grundmassentypus nicht immer rein ausgeprägt, da die allotriomorph-körnigen Partieen auch mit idiomorphen Krystallgebilden, besonders Feldspathleisten, oder mit Glas oder mit beiden abwechseln, wodurch einerseits ein Uebergang zur pilotaxitischen bezw. hyalopilitischen, andererseits ein solcher zur vitrophyrischen Struktur gegeben ist. In ihrer reinen typischen Gestalt kommen letztere Strukturformen bei unseren Daciten selten vor.

---

[1]) M. Belowsky in: Reiss und Stübel, Das Hochgebirge der Republik Ecuador, I, S. 49; und in: Die Gest. der ecuator. West-Cord. von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen, Inaug.-Diss., Berlin 1892, S. 44.

Die Natur des Feldspaths der Grundmasse unterscheidet sich wenig von der der Einsprenglinge; die äussersten Grenzen sind durch die Mischungsformeln Ab_3An_4 und Ab_6An_1 gegeben. Die Feststellung des Quarzes der Grundmasse stösst bei den kleinen Dimensionen des Kornes auf grosse Schwierigkeiten, so dass eine optische Feststellung des Minerals oft nicht möglich ist. — Die dunkelen Mineralien treten vielfach gänzlich zurück. In vollem Gegensatz dazu stehen die Dacite des jungen Antisanilla-Lavastromes, bei denen besonders der Pyroxen einen wesentlichen Grundmassenbestandtheil bildet. Amphibol, meist opacitisch, ist hier in geringerer Menge vertreten, als bei den anderen, helleren Daciten, in denen wiederum der Antheil an Pyroxen geringer ist. Erz ist dagegen ein ständiger Gemengtheil der Dacite. Sekundäre Mineralien sind ausser Augit und Quarz, der sich gern in Schnüren durch das Gestein zieht, noch Calcit, Serpentin, Chlorit, heller Glimmer und Epidot, die neben dem Eisenoxydhydrat in Rissen und Spalten des Gesteins sich ablagern oder es ganz durchtränken und ihm eine röthliche, gelbliche bis grünliche Farbe verleihen.

Opalisirungs-Erscheinungen zeigen einige Gesteine von Volcan-cocha; da sich die Opalisirung durch das ganze Gestein erstreckt, so hat dieses ein gebleichtes, helles Aussehen.

3. *Auftreten der dacitischen Gesteine in der Natur.*

Fussgebirge des Antisana.

Laguna de Papa-llacta. Blöcke von der hohen Felspyramide am Südende derselben. Nord-Nord-Ost-Unterbau des Antisana: Makroskopisch dunkelgraues, compaktes, etwas umgewandeltes Gestein. U. d. M. erblickt man Plagioklas-, Amphibol-, Quarz- und meist zu Serpentin umgewandelte, zahlreiche Hypersthen-Einsprenglinge in einer hyalopilitischen bis pilotaxitischen Grundmasse. Lamellen nach dem Albitgesetz kommen sehr oft bei den Plagioklasen vor. Ein Schliff ⊥ c zeigt eine Auslöschungsschiefe von ca. 0° gegen die Spur des Einschnittes von P. Das gilt, nach Fouqué, etwa für Andesin-Oligoklas. Die beobachteten Feldspathe der Grundmasse gehören demselben Plagioklas an. Die Quarz-Einsprenglinge sind meist abgerundet und haben Einschlüsse von Glas aufzuweisen. Der Amphibol ist an einigen Stellen noch frisch und braun, am Rande aber und an den Spaltrissen opak. — Denselben Ursprung haben grünlichgraue, dichte, feinkörnige Gesteine von zackigem Bruch mit glasigen Feldspathen von 2—5 mm Durchmesser und vereinzelt kleinen Quarzkörnchen.

Die Grundmasse ist u. d. M. allotriomorph-feinkörnig, aus Feldspath, Quarz und Serpentin bestehend, mit einigen rektangulären Leistchen und Täfelchen von Feldspath, bei denen Auslöschungswinkel von 14° und 4° gegen die längere Kante gemessen wurden; also wohl von der Mischung Ab_4An_3 bis Ab_3An_1. Der Grundmassenquarz erscheint auch stellenweise in gesonderten Häufchen. Als Einsprenglinge findet man Feldspath, Biotit, Augit und Quarz. Feldspathschnitte senkrecht c mit 3° Auslöschungsschiefe gegen die Spur von P; auf M-Flächen — 16°, — 11°, — 8°, 0° gegen die Kante P : M. Der Plagioklas gehört demnach zur Reihe Labrador bis Andesin-Oligoklas.

Westliches Ende der Laguna de Papa-llacta. Blöcke, wohl vom Antisana: Dunkelblau mit glasigen Feldspathen bis zu 8 mm Durchmesser, kleineren schwarzen Amphibol-Einsprenglingen und sehr wenig Quarz. U. d. M. Grundmasse hyalopilitisch mit Einsprenglingen von Plagioklas, grüner und brauner Hornblende. Feldspathe auf M geringe Auslöschungsschiefe, also wohl Andesin-Oligoklas. Mikroperthische Verwachsungen von Plagioklasen der Reihe Ab_3An_2 bis Ab_3An_1. Das Gestein wurde von mir analysirt. Die Resultate der Analyse sind:

		In Molekular-Zahlen:		
SiO_2	65,23	SiO_2	112,23	
Al_2O_3	13,86	Al_2O_3	17,11	
Fe_2O_3	4,78	Fe_2O_3		
FeO	0,52	FeO		
MgO	2,12	MgO	14,52	23,15
CaO	4,52	CaO		
K_2O	1,88	K_2O	8,63	
Na_2O	3,96	Na_2O		
P_2O_5	Spur		152,49	
S	0,26			
H_2O*)	2,41			
	99,54			

*) Glühverlust. — Spec. Gew. = 2,566.

Hieraus ermitteln wir a) die Zusammensetzung der chemischen Formel des Gesteins[1]), b) das Verhältniss der Alkalien zu den Monoxyden und c) den Aciditätscoëfficienten α:

[1]) RO = Monoxyde und Alkalien.

a) $2{,}3\ RO\ .\ 1{,}7\ R_2O_3\ .\ 11{,}2\ SiO_2$
b) $R_2O : RO = 3 : 5$
c) $\alpha = 3{,}02$

Man vergleiche mit diesen Daten diejenigen, welche Loewinson-Lessing[1]) in seinen Studien über die Eruptiv-Gesteine als normale gefunden hat. Daselbst gelten für Dacite:

a) $2{,}23\ RO\ .\ 1{,}74\ R_2O_3\ .\ 11{,}24\ SiO_2$
b) $R_2O : RO = 3 : 5$ (abgerundet)
c) $\alpha = 3{,}02$

Hier haben wir also eine sehr genaue Uebereinstimmung meiner durch die Analyse gewonnenen Daten mit den Normal-Angaben, welche Loewinson-Lessing für den Dacit gefunden hat.

Potrerillos (N.O. des Fussgebirges). Aelteres quarzführendes Gestein, aus welchem die Papa-llacta-Lava hervorbricht und über deren Felsen sie sich ergiesst: Hellgrau, dicht, rauh, mit vielen kleinen glasigen Feldspathen, dunklen Mineralien, darunter Amphibol und Biotit, und verrundeten Quarzkrystallen. U. d. M. dieselben Einsprenglinge, neben Apatit in grossen Krystallen mit pleochroïtischen Höfen. Grundmasse stellenweise allotriomorph-, stellenweise idiomorph-feinkörnig, stellenweise glasig; durch Kalkspath und grünen Chlorit hier und da getrübt. Die Feldspathe beider Perioden mit Albitlamellen, Zonenstruktur; auf M-Flächen ist der Winkel der Auslöschung gegen die Kante P : M in zahlreichen Fällen wenig von 0° verschieden; der Feldspath ist daher Andesin-Oligoklas. Amphibol meist opak.

Media-luna. Nördlichster Theil, gegen den Sattel von Chumillos, (4200 m): Das Gestein ist blaugrau, compakt und hat wenige zerstreut liegende kleine Feldspath- und schwarze, metallischglänzende Hornblende-Einsprenglinge. Quarzeinsprenglinge in geringer Zahl. Die theils krystallin-körnige, theils auch glasige Grundmasse ist von sekundär gebildetem Kalkspath durchtränkt; sie zählt auch hie und da einige Feldspath-Leistchen zu ihren Bestandtheilen. An einzelnen Stellen zieht sich sekundär gebildeter Quarz in langen Schnüren durch die Grundmasse hindurch. Der Feldspathcharakter einiger Einsprenglinge wurde auf Flächen ⊥ c ermittelt. Hier betrug die Auslöschungschiefe gegen die Spur des Einschnittes von P ca. 16°; der beobachtete Plagioklas

[1]) F. Loewinson-Lessing: l. c. p. 232/233.

ist also durch die Mischungsformel Ab_4An_3 gekennzeichnet. Die zahlreichen Amphibol-Einsprenglinge sind nur noch an wenigen Stellen frisch braun; meistens sind sie gänzlich unter Opacit-Bildung umgewandelt. Quarz-Einsprenglinge konnte man im Schliff nicht entdecken. Sekundär hat sich Kalkspath gebildet. — Gipfel der Media-luna (4270 m): Weiss bis hellgrau, stellenweise rissig, mit stark veränderten, krümlichen Feldspathen und Amphibolen. U. d. M. der Plagioklas vielfach zu Glimmer, der Amphibol zu Opacit umgewandelt. Quarz ist als Einsprengling und in der Grundmasse vorhanden.

Urcu-rosa-chupa. Mächtiger Felsen an der Ostseite (4200 m); Weg nach Media-luna: Hellgrau, dicht, mit vielen kleinen weissen Feldspathen, schwarzen Amphibolkrystallen und einigen Quarzkörnern. U. d. M. Feldspath der Reihe Labrador bis Andesin angehörig (nach den Messungen auf M-Flächen).

Volcan-cocha (N.N.W. des Fussgebirges). S.O.-Ufer in 3620 m anstehend. Gestein dunkelgrau, feinkörnig, dicht mit wenig Einsprenglingen von Feldspath und Quarz. U. d. M. Grundmasse hauptsächlich grobkörnig-krystallin; nur hie und da idiomorph gebildete Andesin-Oligoklase und Augitkrystalle. Dieselben als Einsprenglinge. Amphibol gänzlich umgewandelt.

Bei der Kirche von Papa-llacta (Ostseite von Guamaní); Block der alten Formation: Grau, Stich ins Grünliche, mit vielen kleinen Feldspath-, Quarz- und Hornblende-Einsprenglingen mit Einschlüssen von Granit und Tuffähnlichen Partieen. U. d. M. Die Grundmasse enthält gelblich-grünliche, hyalopilitische Stellen neben krystallinen, feinkörnigen Partieen. Unter den Einsprenglingen fällt der Reichthum an grünem Amphibol mit braunem Resorptionsrande auf. Quarz vorhanden. Augit wenig. Als Sekundärbildung Serpentin und Epidot.

Die Untersuchung einzelner Feldspath-Einsprenglinge ergibt auf Schnitten $\perp$ M einen Auslöschungswinkel von ca. — 9° gegen Kante P : M. Das deutet auf Andesin (Ab_3An_2). Bei mikroperthitischen Verwachsungen erweisen sich die verschiedenen Feldspathe auf Grund der beobachteten Auslöschungsschiefen auf der M-Fläche als Plagioklase der Gruppe Andesin bis Oligoklas-Andesin (Ab_3An_2 bis Ab_4An_1). — Eine hellere Varietät dieses Gesteins hat wenige Hornblende-Einsprenglinge, die sich unter dem Mikroskop als frisch-braun oder opacitisirt erweisen. Zu den Sekundärprodukten gehört Epidot.

Quebrada de la Cocha de Papa-llacta, nahe unterhalb des Desaguadro. Zwischen den neuen Laven und den alten Felsen der Südseite. Block

der alten Formation: Aus der dunkelgrauen Grundmasse heben sich deutlich die zerstreut liegenden, glasigen, kleinen Feldspath-Einsprenglinge ab. Auch verrundete Quarzkörner sowie einige dunkle Mineralien sind makroskopisch sichtbar. Mikroskopisch erweist sich das Gestein als vitrophyrisch entwickelt. Die Grundmasse ist schwarzbraunes Glas und mit feinen Feldspathleistchen, etwas Augit und Quarzhäufchen durchsetzt. Einsprenglinge sind Plagioklas, Augit, gänzlich umgewandelte Hornblende; sekundäre Produkte sind Kalkspath, in Pseudomorphosen nach Hornblende, und Serpentin.

Achupallas. Hoher, kegelförmiger Berg am Austritt des Rio Guapal aus dem Antisana-Fussgebirge. Gipfel (3780 m): Helle blaugraue und röthlichgraue, gebleichte Gesteine mit ziemlich grossen Feldspath- (5—10 mm Durchmesser) und zahlreichen dunklen Biotit-, Hornblende- und Augit-Einsprenglingen. Nach Th. Wolf[1]) ist das Gipfelgestein des Achupallas stark Quarz-führend. Dr. Stübel hat die ersten Gesteinsstücke an Dr. Wolf gegeben. Die vorliegenden von Reiss gesammelten Handstücke haben makroskopisch auch Quarz-Einsprenglinge, doch sind diese oft nicht in so grosser Anzahl vorhanden, dass man die Gesteine als stark Quarz-führend bezeichnen könnte. U. d. M. liessen sich in dickeren Schliffen einige Quarzkrystalle nachweisen (einaxiges, positives Interferenzkreuz). Die Biotit-Einsprenglinge zeigen stellenweise magmatische Corrosion, während die grünliche Hornblende meist frisch ist. Die Plagioklas-Einsprenglinge weisen verschiedentlich Zonarstruktur und mikroperthitische Verwachsung auf und gehören, wie die beobachteten Krystalle der Grundmasse, meist zum Andesin-Oligoklas. Ausser monoklinem Augit auch Hypersthen-Einsprenglinge. Grundmasse hyalopilitisch mit denselben Mineralien. Die chemische Analyse ergab einen SiO_2-Gehalt von 59,26 %. Der Dacit ist also nicht sehr sauer. Aehnliche SiO_2-arme Gesteine kommen in Siebenbürgen vor; bei ihnen liegen die SiO_2-Mengen nach J. Roth[2]) zwischen 55,91 und 60,61 %.

Reventazon de Antisanilla. Die Handstücke der Lava des in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts ergossenen Stromes, von den verschiedensten Stellen entnommen, nämlich vom Ausbruchspunkt im Krater (4159 m), vom senkrechten Innenabsturz der Kraterumwallung des südlicheren kleinen Ausbruchspunktes (4100 m), von Stellen vor der Cueva de Muerto-pungo

[1]) Th. Wolf: N. J. 1894. p. 380.

[2]) J. Roth: Beiträge zur Petrographie der pluton. Gesteine, 1869, p. 116, 117, Analysen 11, 12, 14, 15. — Beiträge etc., 1879, p. 64, 65, Anal. 4.

(4000 m), aus der Nähe des Hato de Antisanilla (3784 m), von dem unteren Ende des Stromes in der Quebrada Guapal (3016 m), bei Pinantura, und der Aschentuff vom Lavakraterrand . . . sind fast alle dunkle, selten röthlich-graue Dacite. Th. Wolf[1]) bezeichnet diese historische Lava als Quarz-Andesit und sagt, dass die Hälfte oder über die Hälfte der Einsprenglinge aus deutlichem Quarz besteht. Bei den schwarzen Gesteinen dieser Gruppe fallen die zerstreut eingesprengten Körner von wasserhellem Quarz besonders in die Augen. Diese Quarzkörner sind im Allgemeinen recht klein, bis 5 mm Durchmesser; sie springen beim Schleifen des Gesteins leicht heraus. Um sie als Quarz optisch nachzuweisen, wurden einige dickere Schliffe der Laven vorsichtig angefertigt, so dass die wasserhellen Körner auch unter dem Mikroskop im convergenten Licht beobachtet werden konnten. Es zeigte sich in vielen Fällen ein deutlich einaxiges Interferenzkreuz mit farbigen Ringen und bei Anwendung des Gypsblättchens vom Roth 1. Ordnung der positive Charakter des Minerals. Nach der von mir angestellten chemischen Analyse beträgt der SiO_2-Gehalt einer dunklen Varietät vom Ausbruchspunkt im Krater 64,44 %. Ueber das gleichzeitige Vorkommen von Olivin in dieser Dacit-Lava habe ich schon bei der allgemeinen Besprechung der Einsprenglinge berichtet; ebendaselbst über die anderen in diesen Gesteinen auftretenden Einsprenglinge. Die Grundmasse hat ausser Quarz und Olivin dieselben Mineralien, darunter als Hauptgemengtheil Feldspath in Leistenform, oft dichtfilzig nebeneinander gelagert. Die kleinen Leisten sind theilweise Labrador-Bytownit (Ab_1An_3), während die beobachteten Plagioklas-Einsprenglinge der Reihe Labrador bis Andesin-Oligoklas (Ab_1An_1 bis Ab_3An_1) angehören. — Hier dürfte man wohl auch eines von A. von Humboldt gesammelten Gesteinsstückes Erwähnung thun, das folgende Etiquettenbezeichnung besitzt: „Volcan d'Antisana. Courant d'Ansango, sorti d'un crater latéral. Pas de lave! trainée de Roches“. Das Gestein stimmt genau mit einer Lava des erwähnten Stromes aus der Nähe des Hato de Antisanilla überein.

Guamani de Antisana. Lava nahe Gipfel des Rückens (4309 m), S.-Fussgebirge des Antisana und Block beim Aufschluss der Lava: Die Lava ist plattenförmig abgesondert. Beide Gesteine sind durch zahlreiche kleine, glasige Feldspathe, Quarz-Einsprenglinge und Quarz-Adern ausgezeichnet. Andere Einsprenglinge sind makroskopisch nicht sichtbar. U. d. M. erkennt man als Einsprenglinge: Plagioklas, Hornblende, Pyroxen (monoklin und rhombisch) und

[1]) Th. Wolf: N. J. 1871, p. 382 ff.

Quarz. Die beobachteten Feldspath-Einsprenglinge zeigen auf den M-Flächen folgende ∠ der Auslöschung gegen die Kante P M in den einzelnen Zonen (von innen nach aussen gerechnet):

1) $-19° \ldots -8°$, entsprechend $Ab_1 An_1 \ldots Ab_3 An_2$
2) $-22° \ldots -8° \ldots 0° \ldots +8°$, entsprechend
$Ab_1 An_1 \ldots Ab_3 An_2 \ldots Ab_1 An_1 \ldots Ab_6 An_1$
3) $-17° \ldots -10° \ldots +12°$, entsprechend
$Ab_1 An_1 \ldots Ab_3 An_2 \ldots Ab_8 An_1$
4) $-8° \ldots 6° \ldots +3°$, entsprechend
$Ab_3 An_2 \ldots Ab_3 An_1 \ldots Ab_3 An_1$
5) $0° \ldots +4°$, entsprechend $Ab_1 An_1 \ldots Ab_3 An_1$

Auf Flächen ⊥ c fand ich 0°, 3°, 5° Auslöschungsschiefe mit der Spur des Einschnittes von P, wodurch Plagioklase der Reihe $Ab_3 An_1$ bis $Ab_6 An_1$ charakterisirt sind.

Die Hornblende der 1. Periode ist wenig frisch und meist opak.

Der Hypersthen ist fast ganz zu grünem Serpentin umgewandelt.

Der Hauptcharakter der meist aus Feldspathen, Hornblende-, Serpentin-, Kalkspathresten und Erzkrystallen bestehenden Grundmasse ist der des Allotriomorph-körnigen, untermischt mit Leistchen von Feldspath. Die rektangulären Formen der letzteren ergeben stellenweise 9° bezw. 0° Auslöschungsschiefe gegen die lange Kante, gehören also vielleicht zum Oligoklas bezw. Andesin-Oligoklas.

San Anton-jaca in den Callejones, Ostfuss desselben (ca. 3900 m), S.-Fussgebirge des Antisana: Hellgrau, compakt, rauh, mit kleinen Einsprenglingen von glasigem Feldspath. U. d. M. In einem filzigen Gewebe von Feldspathleistchen und wenigen dunklen Mineralien liegen Einsprenglinge von Plagioklas ($Ab_3 An_2$ bis $Ab_1 An_1$ wurden durch Messung beobachtet), meist opaker, selten frischer, brauner Hornblende, monoklinem, rhombischem Augit und Quarz.

El Chacana (N.W. des Fussgebirges). Nördlicher Hintergrund des Hondon de San Clemente: Graues, compaktes Gestein mit deutlich sichtbaren, aber kleinen Einsprenglingen von Amphibol, Biotit und Quarz neben zahlreichen kleinen Feldspathen. Die Betrachtung des Schliffes ergibt, dass der trikline Feldspath 1. Generation zum Theil dem Andesin angehört. Schnitte ⊥ c zeigten nämlich 10° Auslöschungsschiefe gegen den Einschnitt von P. Ein anderer Theil dieser Feldspathe, sowie eine grosse Menge der Leistchen und Täfelchen

der Grundmasse ist Andesin-Oligoklas. Der grüne, pleochroïtische Amphibol ist stellenweise randlich in Epidot umgewandelt, besitzt Einschlüsse von Biotit und ist auch in Zwillingsform entwickelt. Ausserdem sind noch Biotit- und verrundete Quarz-Einsprenglinge in dem Gestein, das eine theils allotriomorph-körnige, theils hyalopilitische bis pilotaxitische Grundmasse besitzt, vorhanden. — Dunkelblaues Gestein des Hondon de San Clemente (zwischen 4369 und 4512 m): Schiefrig, wenige glasige Feldspath- und Quarz-Einsprenglinge. U. d. M. zeigt die Grundmasse zahlreiche Plagioklas-Leistchen mit Neigung zur ‖ Anordnung, viel Erz und wenig Pyroxen in einer bräunlich-grauen Glasbasis. Die untersuchten rektangulären Plagioklas-Leistchen (ohne Zwillingslamellen zwischen gekreuzten Nikols) haben geringe Auslöschnugsschiefen (3° bis 16°), wonach man annehmen darf, dass diese Feldspathe der Reihe Oligoklas bis Andesin angehören. Als Einsprenglinge fand ich Plagioklas, Amphibol, Pyroxene und Quarz neben Erz. Der Plagioklas zeigt auf Schnitten nach M kaum geringere Auslöschungswinkel (gemessen nach der Kante P : M), als die kleinen Feldspathe der Grundmasse. Die gemessenen Schiefen betrugen zwischen − 4° und − 11°. Auffallend ist die häufige Erscheinung der Grundmassen-Einschlüsse in den Plagioklas-Einsprenglingen, sowohl am Rand, als auch ohne bestimmte Anordnung. Die braune, stark pleochroïtische Hornblende ist randlich resorbirt. Ausser monoklinem Augit enthält das Gestein auch stellenweise zu gelblichem Serpentin umgewandelten Hypersthen. — Auch das Gestein des Picacho im Norden des Mirador, in der Umwallung von S. Clemente (4400 m), ist ein grauer Dacit, der ausser Plagioklas, Amphibol und Quarz noch Biotit und Pyroxen führt. U. d. M. zeigt die grüne Hornblende einen schwarzen Körnersaum.

III. Andesitische Gesteine.

1. Makroskopischer Charakter.

Unter den Andesiten unseres Gebietes sind besonders dunkle Varietäten von rauher Oberfläche und compakter oder poröser Beschaffenheit vorherrschend. Einige sind sogar ganz schwarz und haben ein basaltisches Aussehen. Die äusserst winzigen, meist nadelförmigen, glasig-glänzenden Einsprenglinge dieser Gruppe treten naturgemäss zurück.

Bei anderen geht die Farbe in ein mattes Dunkelgrau über. Ihre weisslichen, mehr oder weniger trüben Feldspatheinsprenglinge heben sich besser von dem dunklen Untergrunde ab, erreichen aber meist nur etwas über Stecknadelkopfgrösse; selten fällt auch eine deutliche längergestreckte Leisten- oder breitere Tafelform auf. In ganz vereinzelten Fällen erweist sich die dunkele Grundmasse wie besät mit glasigen, hie und dort etwas getrübten Feldspathen bis zu 6 mm Durchmesser. Auch gleichdimensionale Krystalle dunkler Mineralien sind isolirt oder gehäuft sichtbar. Wo sie als pyroxeniges Material reichlicher auftreten, geben sie dem Gestein eine bräunlichgrüne Färbung. Grössere Feldspath-Einsprenglinge auf dunkelgrauem Grunde sind gewöhnlich nicht in Menge eingebettet.

Diese dunklen Varietäten sind vorwiegend Pyroxen-Andesit; seltener stösst man unter ihnen auf einen Biotit- oder Amphibol-Andesit. In diesen Fällen ist das Gestein gewöhnlich pechsteinartig entwickelt. Aber es gibt auch dunkele glasige Bomben, die als Pyroxen-Andesite angesprochen werden müssen.

Lichtgraue Gesteine von trachytischem Habitus sind unter den Pyroxen-Andesiten seltener, unter den Biotit- und Amphibol-Andesiten dagegen im Verhältniss reichlicher zu finden. Selbstverständlich sind deren dunkle Einsprenglingsmineralien trotz ihrer meist kleineren Dimensionen recht deutlich, wenngleich sie auch nur in geringer Zahl auftreten.

Im Grossen und Ganzen haben die andesitischen Gesteine recht wenig Umwandlungen erfahren: Eine Abänderung ihres makroskopischen Aeusseren durch sekundäre Einflüsse macht sich zuweilen dadurch geltend, dass die dunkle, bezw. lichte Färbung in eine chokoladenbraune, bezw. blassrothe übergeht. Den Uebergang so umgewandelter Partieen in noch frische beobachtet man bequem an Gesteinen mit Verwitterungsrinde.

2. *Mikroskopischer Charakter.*

a. Einsprenglinge.

Unter dem Mikroskop beobachtet man, dass die Produkte der intratellurischen Periode wesentlich dieselben Eigenschaften besitzen wie die der Andesite der anderen Eruptionsgebiete Ecuadors.

Der Plagioklas liefert durchweg das hauptsächlichste Einsprenglingsmaterial. Alsdann ist er tafelförmig nach M mit besonderer Entwickelung der Flächen P, M, l, x, y. Zonarstruktur mit ihren schon oft geschilderten Eigenheiten, polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albit- und anderen Gesetzen darf man wohl als wesentlich zur Plagioklasnatur der Andesite gehörend betrachten.

Eine Serie von Auslöschungsschiefen, die ich bei Zonarstruktur in den einzelnen Zonen von M-Flächen [$\infty P \breve{\infty} (010)$] richtiger Lage beobachtete, möge hier folgen, wobei die Zonen der Krystallschnitte von innen nach aussen mit 1, 2, 3 etc. bezeichnet werden sollen:

Guamaní-Gebiet.

Fundpunkt	Zonen 1.	2.	3.	4.	5.	6.	Charakter der Grenz-Feldspathe nach Mischungsformeln	Art des Gesteins
Puntas	— 16°	— 21°					$Ab_4 An_3$. $Ab_1 An_1$	Amphibol-Pyroxen-Andesit
do.	— 26°	— 28°					$Ab_2 An_3$	Pyroxen-Andesit
do.	— 30°	— 15°					$Ab_2 An_3$. $Ab_4 An_3$	do.
Pamba-marca	— 26°	— 24°	— 22°				$Ab_2 An_3$. $Ab_1 An_1$	do.
do.	— 33°	— 26°	— 33°	— 26°			$Ab_1 An_2$. $Ab_2 An_3$	do.
Rumi-corral	0°	— 12°	0°				$Ab_4 An_1$. $Ab_3 An_2$	do.
do.	— 3°	— 6°	— 3°	— 6°	— 16°	— 6°	$Ab_4 An_3$. $Ab_3 An_1$	do.
do.	— 30°	— 10°					$Ab_2 An_3$. $Ab_3 An_2$	do.
do.	— 18°	— 28°	— 18°				$Ab_1 An_1$. $Ab_2 An_3$	do.
Moya-bamba	— 20°	— 10°					$Ab_1 An_1$. $Ab_3 An_2$	do.

Antisana-Gebiet.

Fundpunkt	Zonen 1.	2.	3.	4.	5.	6.	Charakter der Grenz-Feldspathe nach Mischungsformeln	Art des Gesteins
Antisanilla Berge	— 15°	— 25°	— 15°	— 25°			$Ab_4 An_3$. $Ab_2 An_3$	Amphibol-Biotit-Pyroxen-Andesit
do.	— 12½°	— 27°	— 12½°				$Ab_3 An_2$. $Ab_2 An_3$	Amphibol-Pyroxen-Andesit
do.	— 29½°	— 24½°	— 14°				$Ab_2 An_3$. $Ab_3 An_2$	do.
do.	— 12°	— 10°	— 7°				$Ab_3 An_2$. $Ab_2 An_1$	do.
Reventazonde Antisanilla	— 15°	— 7°					$Ab_4 An_3$. $Ab_2 An_1$	do.
Antisanilla Berge	— 37½°	— 29½°	— 20°				$Ab_1 An_2$. $Ab_1 An_1$	Pyroxen-Andesit

Fundpunkt	Zonen 1.	2.	3.	4.	5.	6.	Charakter der Grènz-Feldspathe nach Mischungsformeln	Art des Gesteins
Antisanilla Berge	$-25\frac{1}{2}^\circ$.	-10° .	0°				$Ab_2\,An_3 . Ab_4\,An_1$	Pyroxen-Andesit
do.	-35°	$. -28\frac{1}{2}^\circ$					$Ab_1\,An_3 . Ab_2\,An_3$	do.
Sara-huazi-volcan	-16°	$. -10^\circ$					$Ab_1\,An_1 . Ab_3\,An_2$	do.
do.	-14°	$. -26^\circ$	$. -14^\circ$	$. -7^\circ$	$. 0^\circ$		$Ab_2\,An_3 . Ab_4\,An_1$	do.
Zw. Curral-cuchu u. Sara-huazi-volcan	-24°	$. -19^\circ$					$Ab_2\,An_3 . Ab_1\,An_1$	do.
do.	-27°	$. -35^\circ$	$. -27^\circ$				$Ab_1\,An_3 . Ab_2\,An_3$	do.

Wo ich im Verlaufe der Feldspath-Untersuchung für die Anwendung der Fouquéschen Methode[1]) geeignete Schnitte antraf, wurde auch diese Methode benutzt, von deren Resultaten ich einige zur Ergänzung der allgemeinen Bemerkungen über die Natur des Feldspaths in unseren Andesiten hierunter folgen lasse:

Fundpunkt	Mit Spur des Einschnittes von P ist der ∠ der Auslöschung auf einem Schnitt ⊥ c[2])	Mischungsformel	Gestein
Pamba-marca	31,5°	$Ab_2\,An_3$	Pyroxen-Andesit
do.	24°	$Ab_1\,An_1$	do.
Puntas	30° (fast ⊥ c)	$Ab_2\,An_3$	do.
do.	15°	$Ab_1\,An_3$	do.
Antisanilla-Berge	17,5°	$Ab_3\,An_4$	do.
do.	42,5°	$Ab_1\,An_3$	do.
Sarahuazi-volcan	0°	$Ab_4\,An_1$	do.
Reventazon de Antisanilla	21°	$Ab_1\,An_1$	Amphibol-Pyroxen-Andesit
Hato Antisana	0°	$Ab_4\,An_1$	Pyroxen-Andesit
do.	3,5°	$Ab_3\,An_1$	do.
do.	2°	$Ab_3\,An_1$	do.
do.	8,5°	$Ab_3\,An_2$	do.

[1]) F. Fouqué: Bulletin de la société française de Minéralogie, 1894, T. 17, p. 285 ff. (Contribution à l'étude des Feldsp. des roches volcaniques).

[2]) Vom positiven Charakter der Mittellinie überzeugte ich mich in jedem einzelnen Falle.

Nach diesen Beobachtungen scheinen also alle möglichen Glieder der Reihe Bytownit-Andesin-Oligoklas in unseren Andesiten vertreten zu sein, gleichviel ob diese vorwiegend Amphibol- oder vorwiegend Pyroxen-Gesteine sind. Aus den vorliegenden Angaben geht ferner hervor, dass der Kern oft eine grosse Basicität erreicht und die anliegende Zone weniger basischen Charakter hat. Andererseits deuten aber die Messungen auch auf viele Beispiele, welche zeigen, dass der Kern recht sauer, die anschliessende Zone basischer und die äussere Zone wieder ultraacid ist. Wie täuschend aber oft diese Beobachtungen für die Aufstellung eines allgemein gültigen Gesetzes über die Aenderung der Basicität vom Centrum bis zur Peripherie des zonar aufgebauten Feldspaths sein können, darauf ist schon früher von Anderen hingewiesen worden.[1] Ein wichtiges Moment ist dabei, dass dem Beobachter gar kein Mittel an die Hand gegeben ist, mit Sicherheit anzunehmen, dass der vorliegende Schnitt den innersten Kern des Krystall-Individuums getroffen habe. Soviel ist aber aus diesen Beobachtungen mit Bestimmtheit zu entnehmen, dass auch in unseren Andesiten:

a) die Plagioklase der Reihe Bytownit bis Andesin-Oligoklas (Ab_1An_3 bis Ab_4An_1) in den zonar aufgebauten Feldspath-Einsprenglingen vorkommen können;

b) die Acidität nicht immer von den inneren nach den äusseren Zonen hin zunimmt, sondern oft Recurrenz stattfindet.[2][3]

Recht selten beobachtete ich mikroperthitische Verwachsung von triklinen Feldspathen unter einander, deren Natur meist freilich nicht zu eruiren war, die sich aber in einem Gestein von Puntas als Labrador-Bytownit und Andesin nachweisen liessen. Die geringere Menge des einen Plagioklas-Materials im Innern des Schliffs bestand nämlich aus unregelmässig zerstreutem, einheitlich auslöschenden Feldspath, der im Schnitt (annähernd ∥ M) ziemlich genau ⊥ c getroffen und dessen Auslöschungsschiefe gegen die Spur des Einschnittes von P 30° betrug. Um diesen Plagioklas lag ein Feldspath, der genau ⊥ c getroffen war und dessen ∠ der Auslöschung mit der Spur des Einschnittes von P 15° ausmachte.

Häufig trifft man auf corrodirte Feldspath-Individuen; zuweilen sind solche durch andere Plagioklase wieder zu vollständigen Individuen geworden und zeigen in den ergänzenden Partieen Zonarstruktur.

Einschlüsse älterer Einsprenglings-Mineralien im Plagioklas sind naturgemäss oft

[1] H. Herz in: Reiss u. Stübel, Das Hochgebirge der Republik Ecuador, I. S. 106; oder in: Die Gesteine der ecuator. West-Cordillere, vom Pululagua bis Guagua-Pichincha, Inaug.-Diss. Berlin 1892, S. 36.

[2] ibd. S. 104 ff. u. Inaug.-Diss. S. 34 ff.

[3] C. Höpfner: Ueber die Gesteine des Monte Tajumbina in Peru, N. J. f. M. 1881, II, S. 164.

genug vorhanden; noch öfter aber finden sich Bestandtheile der Grundmasse dem Feldspath bald unregelmässig, bald insofern regelmässig eingelagert, als die Einschlüsse entweder einen gleichsam für sich abgeschlossenen inneren Raum im Krystall erfüllen oder in der Nähe der Grenzflächen eine oder mehrere zusammenhängende Zonen bilden.

Der rhombische Pyroxen, ein in unseren Pyroxen-Andesiten wohl nie fehlender Bestandtheil, kommt fast durchweg in idiomorpher Ausbildung mit vorwaltender Entwickelung von $a = \infty P \infty$ (100) und $b = \infty P \breve{\infty}$ (010) vor. Das Prisma $m = \infty P$ (110) erscheint untergeordnet. Der rhombische Pyroxen kennzeichnet sich durch seinen Pleochroïsmus, durch die Lage der optischen Axen, Mittellinie und Charakter derselben als Hypersthen. Verwachsungen mit monoklinem Augit in der schon öfter früher charakterisirten Weise sind häufig; auch begegnet man vollständigen Umwachsungen von Hypersthen durch monoklinen Augit und umgekehrt. Ein Umwandlungsprodukt des Hypersthen ist Serpentin. Nicht selten sind der rhombische und monokline Pyroxen von einem rostbraunen Rande von Eisenhydroxyd umgeben. Bastitbildung habe ich nicht vorgefunden.

Der monokline Pyroxen ist, im Gegensatz zum rhombischen, ohne deutlichen Pleochroïsmus und grünlich bis farblos; sein Relief ist recht hoch. Ausser in den idiomorphen Formen der bekannten Art zeigt er sich in Körnern, die sich manchmal zu Häufchen (Augitaugen) zusammenlagern. Als sekundäres Produkt bei der Zersetzung der Hornblende hat er oft die Gestalt kleiner Säulchen. Manche derselben, welche gerade Auslöschung zeigen, mögen auch wohl rhombischer Augit sein. Esch[1]) weist ganz bestimmt darauf hin, dass sich auch rhombischer Pyroxen bei der Zersetzung der Hornblende bildet. Die bekannte Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100) ist recht häufig. Auch Durchkreuzungszwillinge nach diesem Gesetz finden sich vereinzelt. Sanduhrstruktur ist nicht selten. Die Auslöschungsschiefe des monoklinen Augits beträgt im Mittel 40°. Von den Einschlüssen dieses Minerals fallen besonders Apatit und Magnetit auf.

Unter den Amphibol-Einsprenglingen haben wir zwei Varietäten zu unterscheiden, die grüne und die rothbraune, die zuweilen in demselben Gestein auftreten. Die Umgrenzungsformen sind wie gewöhnlich $m = \infty P$ (110) und $b = \infty P \breve{\infty}$ (010) als vorwaltende, $a = \infty P \infty$ (100) als Nebenformen. Zwillinge nach $\infty P \infty$ (100) sind reichlich anzutreffen. Pleochroïsmus wird an den frischen Partieen stets beobachtet, und zwar sind die Farben für:

[1]) E. Esch in: Reiss u. Stübel, Das Hochgebirge der Republik Ecuador, II, S. 26 ff.; oder in: Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. Die Gesteine des Ibarra-Beckens und der Cayambe, Inaug.-Diss. Berlin 1896, S. 26 ff.

die **braune Hornblende**

blutroth bis rostbraun	‖ ac polarisirt,	‖ b schwingend,
hellbraun	‖ bc "	‖ a "
dunkelbraun	‖ ab "	‖ c "

die **grüne Hornblende**

dunkelgrasgrün	‖ ac polarisirt,	‖ b schwingend,
hellgelbgrün (honigfarben)	‖ bc "	‖ a "
do.	‖ ab "	‖ c "

In sehr vielen Fällen ist die braune Hornblende zum Theil oder gänzlich opacitisch umgewandelt und bildet im weiteren Verlaufe der Umwandlung Magnetit und Pyroxen-Mineralien, eine Erscheinung, die schon bei Belowsky, Esch u. A. genügend besprochen ist und auf welche ich an dieser Stelle hinweisen möchte.[1])

Der **Biotit** erscheint in sechseckigen Durchschnitten, mehr oder weniger langen Bändern mit oft ausgefransten Enden oder in unregelmässigen Fetzen. Er besitzt starken Pleochroïsmus mit dunkel- und hellbraunen Tönen und aschgrau metallischem Schimmer. Der Axenwinkel ist klein. Die optische Axen-Ebene liegt in $\infty P \grave{\infty}$ (010).

Olivin-führende Andesite sind in unserem Gebiete ziemlich verbreitet. Die Olivin-Einsprenglinge dieser Gesteine weisen die bekannten Merkmale auf, wie sie bei Gesteinen anderer Lokalitäten der West- und Ostcordillere des öfteren aufgezählt wurden. Serpentinbildung und Ausscheidung von rostbraunem Eisenhydroxyd aus Olivin sind nichts Seltenes. In einzelnen Fällen treten die Serpentinfasern zu sphaerolithischen Gebilden von + Charakter zusammen.

Magnetit, idiomorph oder in Körnern, ist ein immer wiederkehrender Nebengemengtheil aller Andesite.

Apatit-Krystalle findet man nur als zarte Nadeln ausgebildet und oft als Einschlüsse in anderen Mineralien.

b. Grundmasse.

Alle wesentlichen Mineralien, die als Einsprenglinge verzeichnet sind, namentlich der Plagioklas, am seltensten vielleicht der Hypersthen, sind auch Bestandtheile der Grundmasse der Andesite. Jedoch sind die Plagioklase der Grundmasse meist sauerer als die Einsprenglings-Plagioklase desselben Gesteins, wie aus folgenden vergleichenden Daten sich ergibt:

[1]) M. Belowsky in: Reiss u. Stübel. Das Hochgebirge der Republik Ecuador, I, S. 44; oder in: Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen, Inaug.-Diss. Berlin 1892. S. 11. — E. Esch in op. cit.

Fundpunkt	∠ der Auslöschung auf M gemessen zur Kante P : M bei Plagioklasen				Gestein
	der intratellurischen Periode		der Effusions-Periode		
		Mischungsformel		Mischungsformel	
Antisanilla-Berge	– 27° bis – 12½°	$Ab_2 An_3$ bis $Ab_3 An_2$	– 11°	$Ab_3 An_2$	Amphibol-Pyroxen-Andesit
do.	– 30° bis – 14°	$Ab_2 An_3$ bis $Ab_3 An_2$	– 26° bis – 10°	$Ab_2 An_3$ bis $Ab_3 An_2$	do.
Reventazon de Antisanilla	– 15° bis – 7°	$Ab_4 An_3$ bis $Ab_2 An_1$	0°	$Ab_4 An_1$	do.
Mica-loma-Gipfel	– 6° bis 0°	$Ab_2 An_1$ bis $Ab_4 An_1$	0°	$Ab_4 An_1$	do.
Pamba-marca	– 33° bis – 22°	$Ab_1 An_2$ bis $Ab_1 An_1$	– 16° bis – 10°	$Ab_4 An_3$ bis $Ab_3 An_2$	Pyroxen-Andesit
do.	– 30° bis – 10°	$Ab_2 An_1$ bis $Ab_3 An_2$	– 20° bis 0°	$Ab_1 An_1$ bis $Ab_4 An_1$	do.
do.	– 6° bis – 3°	$Ab_2 An_1$ bis $Ab_3 An_1$	– 6° bis 0°	$Ab_3 An_1$ bis $Ab_4 An_1$	do.
Antisanilla-Berge	– 25° bis – 10°	$Ab_2 An_3$ bis $Ab_3 An_2$	0°	$Ab_4 An_1$	do.
do.	– 18°	$Ab_1 An_1$	– 16° bis 0°	$Ab_4 An_3$ bis $Ab_4 An_1$	do.
Yana-Volcan Antisana	– 16° bis – 9°	$Ab_4 An_3$ bis $Ab_3 An_2$	– 10° bis 0°	$Ab_3 An_2$ bis $Ab_4 An_1$	do.

Im Uebrigen sind auch die Feldspath-Individuen der Grundmasse, die sich beobachten liessen, mit denselben Merkmalen ausgestattet wie die Einsprenglinge. So werden Albitlamellen und Zonenstruktur auch dort des Oefteren bei starker Vergrösserung dem Auge deutlich sichtbar.

Die Grundmasse lässt sich auf vier Typen zurückführen, die man als:

1. den krystallin-körnigen,
2. den pilotaxitischen,
3. den hyalopilitischen und
4. den vitrophyrischen

bezeichnen muss.

Zum 1. Typus gehören diejenigen Gesteine, deren Grundmasse meist aus allotriomorphen Gebilden der bekannten Gemengtheile besteht, denen nur wenige idiomorphe Mineralien der Effusionsperiode, besonders Feldspath in Leisten- und Tafelform, zwischengelagert sind. In die Grundmasse sind die Produkte der intratellurischen Zeit eingebettet. Dieser Typus ist nur wenig vertreten. Er geht durch Zurücktreten des allotriomorphen Charakters der Bestandtheile und durch das Vorwalten eines zusammenhängenden Filzes von Feldspathleisten und -täfelchen in den 2. Typus über, der ebenso reichlich wie Typus 3 bei unseren Gesteinen vorkommt. Letzterer unterscheidet sich von dem 2. Typus nur durch die Anwesenheit von mehr oder weniger Glas, das, gefärbt oder ungefärbt, die Leisten, Täfelchen und anderen Krystalle gleichsam verkittet. Auch in diesen beiden Typen ist der Antheil des Feldspaths am Aufbau der Grundmasse am grössten; ja, er kann sich derart steigern, dass die dunklen Mineralien, ausgenommen Magnetit, mit Mühe herauszufinden sind. Dabei kommt es auch zuweilen vor, dass die sonst regelmässig auftretenden und sich gut von der Grundmasse abhebenden Einsprenglinge kleiner und kleiner werden, ja, fast ganz verschwinden, so dass von einer porphyrischen Struktur des Gesteins, bezw. von einem Unterschied der Dimensionen der Einsprenglinge und Grundmassenbestandtheile nicht mehr gesprochen werden kann. Umgekehrt kann wiederum die Menge der Einsprenglinge so zunehmen, dass die Grundmasse gleichsam nur als Zwischenklemmungsmasse erscheint.

Der 4. und letzte Typus wird durch das Vorhandensein einer gefärbten oder ungefärbten Glasbasis mit eingebetteten, nicht zusammenhängenden kleinen Krystallen der bekannten Mineralien neben grösseren Individuen derselben als Einsprenglingen charakterisirt. Auch dieser Typus tritt weit seltener auf als die beiden vorigen und ist der Typus der Bomben und Bimssteine.

3. *Auftreten der andesitischen Gesteine in der Natur.*

A. El Pamba-marca (Frances-urcu).

Biotit-Andesit.

Quebrada del Empedrado: Makroskopisch Pechstein-artig, compakt, schwärzglänzend, mit muscheligem Bruch und kleinen glasigen Feldspathen.

Pyroxen-Andesit.

Cuniburo, Gipfel des Pamba-marca, Pucará de Icasate, Rumi-corral, Quebrada del Empedrado, Quebrada de Quinche: Die Gesteine sind im Ansehen einander sehr ähnlich; nur hier und da fällt das eine oder andere durch einen reicheren Antheil an Hypersthen-Einsprenglingen auf. Stark serpentinisirt ist ein dunkles Gestein von Rumi-corral (Weg von Guachalá nach El Quinche).

B. El Puntas und Umgebung.

Amphibol-Pyroxen-Andesit.

Quebrada an der Nordseite: Graue Blöcke mit grünen, pleochroïtischen und gut erhaltenen Amphibol-Einsprenglingen; Augit nur in der Grundmasse.

Pyroxen-Andesit.

Quebrada an der Nordseite: Feldspath-reiche, helle und dunkelgraue Blöcke mit serpentinisirtem Olivin; O.N.O.-Kraterrand: Hypersthen-reiches Gestein; innere Kraterwand (N.W.-Seite): dunkelgraue und plattig abgesonderte Steine; Cutu-urcu (3606 m): hellgrauer Andesit mit gut ausgebildeten, rhombischen und monoklinen Pyroxen-Krystallen; Rio Yahuila: hellgraue, etwas zersetzte Gerölle; Quinchu-cajas, Quebrada Muetque und Gegend zwischen Quinche und Yaruquí: theils helle, theils dunkle Laven, Blöcke und Gerölle, Olivin-führend.

C. El Guamaní.

Amphibol-Pyroxen-Andesit.

San Lorenzo-Thal und Umgebung: Lichtgraue Laven und Chokoladen-farbige Schlacken; Amphibol nur selten frisch und braun, sondern meist opak oder zu Magnetit und Pyroxen umgewandelt; Nordseite des Palugo-Thales (Weg nach Papa-llacta): Graublaue Laven und Blöcke mit umgewandelter Hornblende; zwischen Quishca-pamba und Yana-rumi und oberhalb Paluquillo: Graublaue Blöcke mit umgewandelter Hornblende; Nähe des Paso de Guamaní: Mächtige Strommasse an der Nordwand des Thales.

Pyroxen-Andesit.

Rio Huambi bei Puembo: helle und dunkle Gesteine in Blöcken und Geröllen, zum Theil Olivin-führend; Yana-rumi bei Quebrada Yahuila: helle und dunkle Varietäten, als Laven oder Blöcke, die Obsidianströme überlagernd; die Feldspathe sind reich an Einschlüssen, Gesteine ebenfalls Olivinführend, der Olivin vielfach serpentinisirt; Paluquillo und Palugo-Thal: Hellgraue, rothgraue und dunkle Gesteine; die dunkle, compakte Varietät zeigt hyalopilitische Grundmasse und ausser den gewöhnlichen Einsprenglingen noch Olivin. Das specifische Gewicht dieses Gesteins beträgt nach Dr. F. von Wolff 2,579. Die chemische Analyse ergiebt nach Dr. Tietze folgende Zahlen:

SiO_2	61,97
TiO_2	Sp.
Al_2O_3	18,98
Fe_2O_3	4,19
FeO	2,29
CaO	7,07
MgO	1,95
K_2O	1,02
Na_2O	2,95
H_2O*)	0,19
P_2O_5	Sp.
	100,61

*) Glühverlust.

In Molekular-Zahlen:

SiO_2	102,85	
Al_2O_3, Fe_2O_3	21,14	
FeO, CaO, MgO	20,59	26,39
K_2O, Na_2O	5,80	
	150,38	

Daraus ergeben sich a) als chemische Formel des Gesteins, b) als Verhältniss der Alkalien zu den Monoxyden und c) als Aciditäts-Coëfficient α:

a) $2,6\ \overline{R}O\ .\ 2,1\ R_2O_3\ .\ 10,3\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 2 : 7$

c) $\alpha = 2,33$

Diese Zahlen stimmen ziemlich genau mit denjenigen überein, welche Loewinson-Lessing[1]) für Andesite ermittelt hat, nämlich mit:

a) $3,21\ RO\ .\ 1,81\ RO\ .\ 9.91\ SiO_2$

b) $R_2O : RO = 1 : 3$

c) $\alpha = 2,20$

[1]) F. Loewinson-Lessing, l. c., p. 232/233.

D. Fussgebirge des Antisana.

Amphibol-Biotit-Andesit.

Urcu-roza-chupa, im oberen Theil auf der Ostseite anstehend: Das hellgraue, etwas gelbliche Gestein hat ein dichtes, feinkörniges Gesteinsgefüge und zeigt kleine, zerstreut liegende, glasige Feldspath-, schwarze Hornblende- und Glimmer-Einsprenglinge. Volcan-cocha, Blöcke, wohl vom Chacana stammend: schon makroskopisch als Amphibol-Biotit-Gestein kenntlich. U. d. M. In der hellbraun gefärbten Glasbasis die charakteristischen Einsprenglinge, darunter recht saure Feldspathe, grüne und braune Hornblende. An einer Stelle: braune Hornblendepartieen in den grünen Amphibolkrystallen.

Amphibol-Biotit-Pyroxen-Andesit.

Chacana, Gipfel der San Clemente-Umwallung, nördlich des Mirador de Chacana: Amphibol grün, mit schwarzem Körnersaum von Erz; zwischen dem Grunde des Hondon de San Clemente (4369 m) und dem Rande der Umwallung (4512 m): hellgraue Gesteine mit randlich umgewandeltem Amphibol und Biotit und viel Pyroxen; Hypersthen stellenweise serpentinisirt; Ñuñu-urcu, Ostabhang, oberhalb der Hacienda del Inca und nahe dem Gipfel des kleinen Ausbruchskegels: hellgraue Gesteine von rauhem, trachytischem Aussehen mit kleinen glasigen Feldspathen und dunklen Mineralien in der oft porösen Grundmasse. U. d. M. In der durchsichtigen ungefärbten Glasbasis schön entwickelte Tafeln und Leisten von Feldspath mit gut ausgeprägter Zonarstruktur und zuweilen Einschlüssen von Biotit. Der Charakter der Plagioklase liegt zwischen Labrador und Andesin-Oligoklas. Die braunen Amphibol- und Biotit-Einsprenglinge sind in geringer Menge, jedoch mehr als der Augit vertreten.

Amphibol-Pyroxen-Andesit.

Rio Yurac-yacu bei Papa-llacta: dichte und poröse, zum Theil recht zersetzte Gerölle mit oft gänzlich umgewandelter Hornblende; Reventazon de Potrerillos (3982 m): braune Schlacke vom Gipfel des Ausbruchspunktes des neuen, nach dem Thal von Papa-llacta ergossenen Lavastromes; Media-luna-Berge, nördlichster Vorsprung bei Chumillos (4225 m), hoher Gipfel über Papa-llacta: grünlich-graues Gestein, dicht, feinkörnig, mit zackigem Bruch, glasigen Feldspath-Einsprenglingen von 1—2 mm Durchmesser und zahlreichen

kleinen dunklen Krystallen von denselben Dimensionen. U. d. M. Die Grundmasse ist krystallin-körnig und besteht hauptsächlich aus Feldspath, etwas Augit und Erz. Ausserdem ist sie von Chlorit und recht viel Kalkspath erfüllt. Einsprenglinge sind Plagioklas und Amphibol. Der beobachtete Plagioklas hat auf M-Flächen die Auslöschungsschiefen des Andesins. Die Amphibol-Einsprenglinge sind bräunlich und grünlich pleochroïtisch. Vereinzelt erkennt man im Centrum von Hornblende-Durchschnitten einen fast ungefärbten Kern von Augit, der unter ca. 40° auslöscht, während die umgebende Partie grün gefärbt ist und geringe Schiefe zeigt. Hieraus darf man den Schluss ziehen, dass diese grüne Hornblende sekundär aus Augit entstanden ist. Reventazon de Cuscungu, mächtiger neuer Lavastrom: hellgraues Gestein mit opacitischer Hornblende. Blöcke, welche von Cuscungu aus auf den Rücken des Urcu-cui geschleudert wurden, schliessen zuweilen röthlichen, Sandstein-ähnlichen Pyroxen-Andesit ein, wohl Stücke der alten, an der Ausbruchsstelle anstehenden Lava; Tiu-huaico am Urcu-cui, Weg vom Hato del Antisana nach Hato de Antisanilla: röthlichbraunes anstehendes Gestein, Hornblende meist opacitisch, sonst braun, Augit stellenweis gebogen; Quebrada Turi-ucu (Antisanilla-Berge): mächtige Lava, Augit-reich, Amphibol umgewandelt; Guachi-filí, Gipfel (4518 m), an der rechten Seite des Muerto-pungu-Thales: lichtgrau, porös, mit meist opaker, wenig frischer, brauner Hornblende; Ñuñu-urcu, Nordwest-Vorsprung des Antisana-Fussgebirges: die Gesteine entweder compakt oder Bimsstein-artig. Unter den Einsprenglingen findet man hier und dort auch Olivin, so in der Quebrada de la Encañada (3478 m), am Fuss des Ñuñu-urcu und am unteren Ende des vom Kegel ausgehenden Lavastromes; der Feldspath gehört der Reihe Ab_2An_3 bis Ab_3An_1 an; von Cutu-loma (Gipfel 4256 m), nahe dem Hato del Antisana und vom Gipfel der Mica-loma (4161 m), stammen rauhe, bröckelige und compakte, plattenförmige Gesteine mit einer reichen Menge von Feldspath-Einsprenglingen, oft vom Carakter des Andesins; der Amphibol ist theilweise opacitirt.

Pyroxen-Andesit.

Rio Yurac-yacu bei Papa-llacta: dunkle Gesteine als Gerölle im Fluss; Volcan de Potrerillos, unteres Ende des Lavastromes, bei der Laguna de Papa-llacta (3346 m): roth und schwarz gefleckte, dunkele und weiss gefleckte, phonolithartige, hellgraue Gesteine; Volcan-cocha, entweder vom Chacana oder Chusa-lungo stammende Gerölle: schwarz, compakt, mit

vielen kleinen Feldspath-Einsprenglingen. U. d. M. Grundmasse vitrophyrisch mit schwarzer Glasbasis. Augit-Einsprenglinge mit Sanduhrstruktur. Ausserdem poröse Varietäten, deren beobachtete Feldspath-Einsprenglinge der Reihe Labrador bis Andesin angehören (∠ der Auslöschung auf M gegen die Kante P : M sind — 20°, — 18°, — 15°, — 10°; Schnitte ⊥ c haben 24° Auslöschungsschiefe gegen die Spur von P); einige dieser Varietäten haben hell- bis mattblaue Färbung; Gipfel der San Clemente-Umwallung, nördlich vom Mirador del Chacana: graues, Feldspath-reiches Gestein; El Chacana, nördlicher Hintergrund des Hondon de San Clemente (4369 m): feinkörnig, dicht, hellgrau, mit ganz kleinen glasigen Feldspath-Einsprenglingen. U. d. M. eine krystallin-feinkörnige Grundmasse mit wenigen Leistchen von Feldspath und Krystallen von Augit, der als Einsprengling fehlt. Die Feldspathe rangiren oft zwischen Labrador-Bytownit-Andesin (Auslöschungsneigung zur Spur von P auf Flächen ⊥ c : 28°, 17°, 12°, 10°); Mirador del Chacana (4643 m), Gipfel sowie Ost- und Nordabhang: schwarze, basaltisch aussehende Gesteine, anstehend und in Blöcken. Die Varietäten mit glasiger Grundmasse zeigen perlitische Absonderung, der Hypersthen stellenweise Serpentinisirungs-Erscheinungen. Auch Biotit-führender Pyroxen-Andesit kommt hier vor; Chusalungo: 15 Handstücke der verschiedensten Fundpunkte von vorwiegend dunklem Aussehen, stellenweise plattiger Ausbildung. Von hier stammen auch die hellen, Augit-reichen Gerölle, welche bei Volcan-cocha sich finden; Tabla-rumi, von der Nordseite des Osttheiles (4350 m), vom Nordfuss des Gipfels, vom Gipfel (4580 m): dunkle und hellgraue, auch chokoladenbraune Gesteine mit stark glasigem Antheil der Grundmasse; Tiu-huaico (3941 m) am Urcu-cui, Weg vom Hato del Antisana nach dem Hato de Antisanilla: dunkelgraue Blöcke; Muerto-pungu, von der Rückumwallung des Thales in 4281 m, von der Ostseite des Guachi-filí, an der Cueva de Muerto-pungu (etwa 4000 m): dunkle Pyroxen-Andesite; Puma-loma, in 4400, 4484 und 4367 m anstehende, graue und schwarze compakte Gesteine, theilweise viel Olivin enthaltend, dazu helle zersetzte Gesteine; ebenfalls von der Puma-loma stammen die alten, den Ausbruchspunkt der Reventazon de Antisanilla umgebenden Felsen, graue Gesteine von dicht gelagertem Korn; Reventazon de Antisanilla: die Lava der alten Loma direkt über dem Reventazon, dann zwischen seinem nördlichen und südlichen Ausbruchspunkt sind graue Pyroxen-Andesite; von derselben Art sind die Laven zwischen Tuffen der alten Loma am Abhang gegen Muerto-pungo und die helleren, älteren Laven, die in grosser Menge von dem nördlichen

Kegel ausgeworfen sind; die Plagioklase haben die Mischungsformel $Ab_1 An$ bis $An_1 An_3$; der SiO_2-Gehalt der letztgenannten Laven beträgt 59,42 %; von den am Südtheil des Antisana-Fussgebirges gelegenen Punkten [Westabhang von La Moya (etwa 4200 m), Felsen am Desaguadro de Micacocha am Fusse von Huazi-pata (3965 m), Felsen oberhalb Chuspi-chupa (ca. 4000 m), San Joaquin Chiquito]: stammen dunklere und hellere, hierher gehörige Gesteine mit oft plattiger Absonderung und daher schiefrigem Aussehen; die Plagioklas-Einsprenglinge haben auf M-Flächen oft die Auslöschungsschiefe des Labrador-Bytownit; Quebrada de la Encañada, linke Seite, mittlerer Theil: plattig abgesonderte, dichte, dunkelgraue, fleckige Laven.

E. El Antisana.

Pyroxen-Andesit.

Nord- und Westseite. Die älteren und neueren Laven von Maucamachai, Yana-volcan, Volcan-cuchu, Guagra-ia-lina-volcan und Sara-huazi-volcan: meist dunkle, mehr oder weniger Hypersthen-führende Gesteine; einige auch reich an Olivin, der nur unter dem Mikroskop sichtbar ist; in Blöcken, Bimssteinen und Bombenstücken; letztere besonders vom Yanavolcan und Sara-huazi-volcan. — Süd-Süd-West- und Südseite. San Simon-cuchu, Corral-cuchu, Azufre grande: die dunklen, chokoladenfarbigen und grauen Laven, Blöcke, Bomben und Bimssteine zeigen petrographisch denselben einheitlichen Charakter der sonstigen Anden-Pyroxen-Andesite. Hypersthen begleitet stets als Einsprengling den monoklinen Augit. Oft auch enthalten diese basischen Gesteine Olivin, der stellenweise zu Serpentin geworden ist.

Zusammenfassung

der durch die vorangehenden Untersuchungen gewonnenen wichtigsten Resultate.

Die jungvulkanischen Gesteine des Pamba-marca sind Andesite und Liparite;
des Puntas sind Andesite;
des Guamaní sind Andesite und Liparite;
des Antisana-Fussgebirges sind Andesite, Dacite und Liparite;
des Antisana sind Andesite; und insbesondere:

1) Die Obsidiane des Filo de los Corrales (Guamaní) sind dacitische Liparite
2) Die glasigen und zugehörigen lithoïden Bildungen des Tablon de Itulgache (Guamaní) sind Liparite mit Hinneigung zu Natron-Lipariten
3) Die glasigen und zugehörigen lithoïden Bildungen des Urcu-cui (W.S. Antisana-Fussgebirge) sind Liparite, theilweise mit Hinneigung zu Daciten, und Natron-Liparite
4) Die Gesteine des Achupallas (W.S. Antisana-Fussgeb.) sind schwachsaure Dacite (SiO_2-Gehalt = 59,26 %)
5) Die Gesteine des neuen Lavenstromes von Antisanilla (W.S. Antisana-Fussgebirge) sind dunkle Dacite von andesitischem Habitus (SiO_2-Gehalt = 64,44 %).

Uebersicht

der in den einzelnen Gebieten auftretenden Gesteine.

Uebersicht

über das Vorkommen der einzelnen Gesteine und Gesteinsvarietäten.

Inhaltsverzeichniss.

INHALT DES ERSTEN HEFTES.

Titel, Vorwort und Inhaltsverzeichniss der petrographischen Untersuchungen werden mit dem Schlusshefte ausgegeben.

J. KERSKES in BERLIN.

WILHELM REISS: ECUADOR 1870—1874

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

AUSGEFÜHRT IM

MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHEN INSTITUT

DER

UNIVERSITÄT BERLIN

HEFT 2.

BERLIN
VERLAG VON A. ASHER & CO.
1904

II.

DIE JÜNGEREN GESTEINE

DER

ECUATORIANISCHEN OST-CORDILLERE

VON

CORDILLERA DE PÍLLARO BIS ZUM SANGAY

SOWIE DIE DES

AZUAY UND EINES TEILES DER CUENCA-MULDE.

BEARBEITET VON

F. TANNHÄUSER

1904.

MIT 1 TAFEL

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung.

Das Material zu der vorliegenden Arbeit lieferten ca. 500 Handstücke jungvulkanischen Ursprungs aus der Ost-Cordillere von Ecuador, welche von Herrn Geheimrat W. Reiss auf seinen Forschungsreisen von 1870—74 in Ecuador gesammelt und später dem mineralogisch-petrographischen Institut und Museum hiesiger Universität überwiesen wurden.

Das hier in Frage kommende Gebiet erstreckt sich im Norden von der Cordillere de Píllaro bis zum Cuenca-Becken im Süden. Es umfaßt die Laven folgender größerer Vulkane: **Tunguragua, Altar, Sangay** und **Azuay mit ihren jungvulkanischen Vorgebirgen.**

Da Herr Geheimrat W. Reiss selbst die Absicht hat, eine geologische Darstellung dieser Gegend zu geben, so sei den nachfolgenden petrographischen Untersuchungen nur ein kurzer Überblick über die geographische Verteilung der verschiedenen Laven vorausgeschickt.

Südlich des Vulkangebietes des Cotopaxi, welches von Young[1]) bearbeitet wurde, und an welches sich das von mir behandelte Gebiet unmittelbar anschließt, bildet die **Cordillere de Píllaro** die nächste Fortsetzung.

Auch sie besteht aus kristallinen Schiefern mit jungvulkanischer Bedeckung, und zwar beteiligen sich an dem Aufbau der Cordillere fast ausschließlich basischere, z. T. Olivin führende Pyroxen-Andesite und in geringerem Maße saurere, Hornblende führende Andesite. Glimmer ist nur in zwei Handstücken vertreten. Die Färbung der Laven variiert in der mannigfachsten Weise: hellgrau, gelb, purpur, ziegelrot, dunkelgrau und schwarz. Die Struktur ist meist dicht, nur wenige Handstücke zeigen kleinere und größere Blasenräume, während ausgesprochen poröse Laven fehlen.

Die Cordillere de Píllaro reicht bis an das Pastazzatal.

---

[1]) A. Young: „Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge", Inaug.-Diss. Berlin 1902, und in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador II, Berlin 1896 bis 1902, pag. 61—275.

Südlich vom Pastazzatale schiebt sich der gewaltige **Tunguragua** mit seinem Fußgebirge ein, auf der Fortsetsung der kristallinen Píllarocordillere aufsitzend.

Von der großen Zahl der vorhandenen Gesteinsarten gehört die Hauptmenge ebenfalls zu den basischeren Laven, die bisweilen schönen, ölgrünen Olivin führen und auf der Grenze zum Basalt stehen. Im allgemeinen treten aber größere Einsprenglinge zurück, so daß Laven mit ausgesprochen porphyrischer Struktur zu den Seltenheiten gehören. Für gewöhnlich liegen nur kleinere Einsprenglinge, von denen nur Feldspat deutlich erkennbar ist, in einer dichten, meist grauen Grundmasse.

An den Tunguragua reiht sich weiter nach Süden die Vulkanruine des **Altar** an mit den darauf folgenden Cordilleren von **Cubillin, Alao** und **Cebadas.**

Zum ersten Mal begegnet man am **Altar** Gesteinen, deren Olivingehalt so groß ist, daß die Acidität bis auf 51,41 $^0/_0$ zurückgeht, und die den Charakter normaler Feldspatbasalte annehmen.

Hornblende fehlt in den Laven gänzlich und Glimmer spielt in wenigen Laven aus der Gegend von Pasuasu und vom Nord-Kraterrand eine untergeordnete Rolle.

Neben sehr dichten Varietäten sind auch Handstücke mit typischer Porphyrstruktur gefunden worden.

Im Gegensatz zum Altar ist die Hornblende in der **Cordillere de Cubillin** von größter Verbreitung. Es kommen reine Hornblende-Andesite vor oder Pyroxen-Andesite, deren Hornblendemengen nicht unwesentlich sind. Dazu gesellt sich accessorisch Quarz. Viele Handstücke sind ausgezeichnet porphyrisch entwickelt, die Farbe ist grau bis purpurbraun.

In der **Cordillere de Alao** kommt vornehmlich die Grundcordillere zur Geltung, da dieselbe nur spärlich von jungvulkanischem Material bedeckt ist. Von den beiden vorliegenden Stücken, welche beide zum Pyroxen-Andesit gehören, hat das eine wenig Hornblende.

Ähnlich liegen die Verhältnisse in der **Cordillere de Cebadas,** doch überwiegt hier in den hellgrauen, dichten Handstücken die Hornblende.

Die Verbindung mit der West-Cordillere herstellend, sind dem Altar als Querriegel die petrographisch interessanten **Cerros de Yaruquíes** vorgelagert. Auf dem verhältnismäßig engbegrenzten Raum nehmen wohl sämtliche in Betracht kommende Gesteinsarten, vom Olivin führenden Pyroxen-Andesit bis zum Glimmer-Dacit, an ihrer Zusammensetzung Teil. Die Laven sind meist von heller Färbung.

Im Süd-Osten des Altar baut sich der **Sangay** auf. Wie beim Altar ist auch hier das herrschende Gestein ein basischer Pyroxen-Andesit mit reichlich Olivin. Hornblende tritt zurück.

Den südlichen Abschluß bildet das Gebirgssystem des **Azuay** mit seinen bis tief in die **Cuenca-Mulde** eingreifenden Abzweigungen. Soweit Proben vorliegen, sind die Laven etwas saurer, es sind olivinfreie Pyroxen- und Hornblende-Andesite.

Die nachfolgende mineralogisch-petrographische Beschreibung des gesamten Gebietes zerfällt in drei Teile:

A. In eine Darstellung der diese Laven aufbauenden Mineralien,

B. In eine petrographische Untersuchung der einzelnen Gesteinstypen,

C. In eine genaue Zusammenstellung der Fundpunkte und der von dort mitgebrachten Handstücke.

A. Mineralien.

Quarz.

Der Quarz kann in den hier zu beschreibenden Gesteinen eine dreifache Entstehungsweise haben: ursprünglich, sekundär oder fremd.

Als ursprünglicher Bestandteil, d. h. aus dem Magma des Gesteins selbst ausgeschieden, spielt er eine zwiefache Rolle.

Einmal kommt er als wesentliche Komponente sowohl unter den Einsprenglingen, wie in der Grundmasse der Dacite vor. Typisch als solche sind die Dacite aus der Quebrada de Punin in den Cerros de Yaruquíes.

In ihnen findet sich der Quarz bis zu 15 mm Größe, wasserhell mit schönem muscheligen Bruch und Fettglanz. Zuweilen ist auch die Dihexaëderform mit unbewaffnetem Auge wahrnehmbar. Er kommt aber auch als Einsprengling klein und milchig vor, so daß er mit glasigem Feldspat zu verwechseln ist und es der größten Aufmerksamkeit bedarf, um ihn von diesem zu unterscheiden. In diesen Fällen ist es ganz besonders wichtig, den Quarz makroskopisch zu sichern, da er beim Schleifen wegen seiner Sprödigkeit leicht aus den Schliffen herausbricht und die mikroskopische Untersuchung negativ ausfällt.

U. d. M. zeigen die Einsprenglinge eine idiomorphe Begrenzung. Dieselbe ist aber durch die auflösende Wirkung des Magmas häufig abgerundet.

Bleibt die Dihexaëderform gewahrt, so umschließt der Quarz nicht selten ein kleines Glasdihexaëder mit einem Gasbläschen. Das Glasdihexaëder liegt orientiert zum Wirt.

Die vielfachen Ausbuchtungen zeugen von der korrodierenden Tätigkeit des Magmas, während die Zertrümmerungen der Kristalle durch mechanische Ursachen entstanden sind.

Eine Spaltbarkeit wurde nicht beobachtet.

An dem Aufbau der Grundmasse ist der ursprüngliche Quarz in körnigen Aggregaten beteiligt. Hier wurde er durch die von Becke[1]) angegebene Methode sicher nachgewiesen.

Die Schliffe wurden mit Flußsäure geätzt und dann mit Fuchsin behandelt. Während sich alle anderen Bestandteile färben, bleibt der Quarz ungefärbt.

Zweitens gehören zum ursprünglichen Quarz möglicherweise vereinzelte Individuen, die als accessorischer Bestandteil sich in saureren Andesiten, zumal in Hornblende führenden Andesiten, finden. In diesen Gesteinen fehlt er aber absolut in der Grundmasse.

Die zweite, sekundäre Entstehungsweise des Quarzes zeigt sich in vereinzelten Hohlraumausfüllungen, die untergeordneter Natur und ohne Bedeutung sind.

Die Hauptmenge vorhandenen Quarzes in den oben genannten Gesteinen dürfte jedoch in die dritte Kategorie, in die der Fremdlingsquarze, zu stellen sein.

Dieselben besitzen ein ganz anderes Aussehen. Es sind gewöhnlich rundliche Butzen, umgeben von einem Augitresorptionsrand. Idiomorphe Begrenzungen fehlen, desgleichen die negativen Glasdihexaëder. Hingegen treten gelegentlich, wie z. B. bei dem weiter unten beschriebenen Zwilling, grobe Sprünge auf, die auf eine rhomboëdrische Spaltbarkeit zurückzuführen sind.

Zu diesen Fremdlingsquarzen möchte ich manche bisher aus den Anden besprochene Quarzvorkommen in Pyroxen oder gar Olivin führenden Gesteinen rechnen, wie solche u. a. von Belowsky[2]) mitgeteilt worden sind.

Wenn Zirkel[3]) den Augitkranz des Quarzes im Basalt von Finkenberg nicht für einen notwendigen Beweis für die exogene Natur des Quarzes ansieht, sondern ihn eher für eine Urausscheidung deuten möchte, so ändert diese Auffassung nichts

---

[1]) Tschermak's mineralog.-petrograph. Mitteilungen, N. F. 1889, X, p. 90 u. 1891, XII, p. 257: Unterscheidung von Quarz und Feldspat mittelst Färbung.

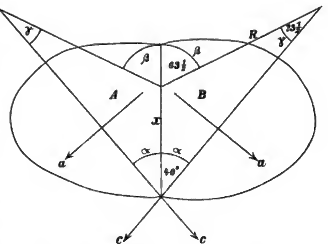
— N. F. 1892, XIII, p. 385: Petrograph. Untersuchungen am Tonalit der Rieserferner.

[2]) Belowsky, M.: „Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere", Inaug.-Diss. Berlin 1892, p. 49 und in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador I, Berlin 1892—96, pag. 49.

[3]) Zirkel, F.: Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten, Leipzig 1903.

an der Tatsache, daß ein solches Quarzvorkommen dem übrigen Gesteinskörper gegenüber fremd ist und das Gestein weder chemisch noch petrographisch wesentlich beeinflußt hat.

Erwähnung verdient das an einem derartigen Quarzfremdling gefundene Zwillingsgesetz nach P2 (1122), welches, wenn überhaupt schon sicher, so doch nicht häufig mikroskopisch konstatiert sein dürfte[1]).



Nebenstehende Figur (vergleiche auch Fig. 1 der Tafel) zeigt den Zwilling, wie er in einem Schliff von einem Block bei Ticsan viejo, auf dem Wege von Ticsan nach Alausí, beobachtet wurde.

Die beiden Individuen A und B sind von einem gemeinschaftlichen Resorptionsrande von Augit umgeben; x ist die scharf markierte Zwillingsnaht. Beide Individuen löschen symmetrisch zu derselben aus. Die Winkel ($\alpha\alpha$) betragen je 40°. Beide Individuen zeigen im umgewandelten Mikroskop die Erscheinung einer Platte parallel $\dot{c}$.

Wegen der Dünne des Kristalls waren sowohl im Nörrenberg'schen Polarisationsinstrument bei Natriumlicht, wie bei einer Immersion keine deutlichen Kurven, sondern nur das zentrale Feld zu sehen.

Der in der Literatur angegebene Wert für den Winkel, welchen die beiden kristallographischen $\dot{c}$-Achsen ($\alpha\alpha$) miteinander bilden, beträgt 84° 30′. Es besteht also eine Differenz von 4° 30′ mit dem von mir gemessenen Werte. Dieselbe hat ihren Grund darin, daß der Zwilling nicht ganz genau parallel $\dot{c}$ getroffen ist, was sich auch im umgewandelten Mikroskop bemerkbar macht.

Der Zwilling besitzt auch eine roh ausgebildete Spaltbarkeit nach dem Rhomboëder. In der obigen Figur ist dieselbe mit R bezeichnet. Sie macht mit der Zwillingsnaht x einen Winkel β von 63° 30′ und mit den kristallographischen $\dot{c}$-Achsen

[1]) Johnson, A., gibt eine ausführliche Literaturangabe der makroskopischen Vorkommen von Quarzzwillingen nach P2 (1122) im Centralblatt für Mineralog., Geolog. u. Palaeontolog., 1902, XXI, p. 649. Ein mikroskopisches Vorkommen ist auch ihm unbekannt.

einen Winkel γ von 23° 30', Daten, die die oben angegebene Deutung des Zwillingsgesetzes stützen. So wurden z. B. an einem makroskopischen Quarzzwilling nach P2 (11$\bar{2}$2) aus Japan, der sich in der Unterrichtssammlung des hiesigen mineralogisch-petrographischen Instituts befindet, die Winkel β und γ mit dem Anlegegoniometer zu 63° bezw. 23° gemessen. An dem betreffenden Kristall ist die Spaltbarkeit vorzüglich ausgebildet.

Opal.

Der Opal ist stets ein Umwandlungsprodukt der im Gestein vorhandenen Einsprenglinge. Dabei zeigt er entweder noch die Form des primären Minerals, von dem er häufig erkennbare Reste umschließt, oder man sieht unregelmäßige, z. T. kugelig begrenzte Partien. Letztere haben zuweilen zonaren oder sphärolithischen Aufbau. Gern kommt er auch in Drusen vor.

Nach der Form der Pseudomorphosen und nach den umschlossenen Resten waren die ursprünglichen Mineralien Feldspat oder Pyroxen, seltener Olivin.

Die Opalsubstanz ist stets einfach brechend, eine etwaige Doppelbrechung wurde nicht wahrgenommen.

In zweifelhaften Fällen lieferte die Behandlung mit Fuchsin ohne vorherige Ätzung ein bequemes Erkennungsmittel.

Chalcedon.

Chalcedon wurde als Hohlraumausfüllung mit Wachstumszonen nach Art der Festungsachate angetroffen. Man erkennt die einzelnen Zonen zwischen gekreuzten Nicols an dem abwechselnden Hell- und Dunkelwerden. Die innersten Zonen sind radialfaserig angeordnet, und zwar sind die Längsrichtungen der Fasern vom Charakter der Doppelbrechung dieses Minerals. Manche Durchschnitte geben ein Interferenzkreuz nach Art der Sphärolithe.

Die Doppelbrechung ist ein wenig geringer als beim Quarz.

Tridymit.

Dieses Mineral wurde in selten schöner Ausbildung gefunden. Makroskopisch tritt es als hexagonale Täfelchen auf, die Durchkreuzungs-Zwillinge und -Drillinge bilden.

Mikroskopisch ist es in der Grundmasse vieler andesitischer Laven vorhanden. Es kommt auch hier sowohl als sechsseitiger Einzelkristall, wie als Zwillings- und

Drillingsbildung vor. Vorherrschend ist jedoch die Ausbildung in dachziegelförmigen Aggregaten. Dieselben können in solchen Mengen auftreten, daß dann der Tridymit einen wesentlichen Bestandteil der Grundmasse ausmacht.

Schon Young[1]) machte diese Beobachtung.

Was die optische Einwirkung der verschiedenen Tridymitanhäufungen angeht, so hängt dieselbe davon ab, ob die einzelnen Schüppchen mehr oder weniger parallel oder schief zur Basis getroffen sind.

Bei eingeschobenem Gipsblättchen vom R. I. Ord. fällt eine unregelmäßige Felderteilung auf.

Achsenbilder konnten trotz des vorzüglichen Materials nicht erzielt werden.

Die Ausbildungsweisen, in denen sich der Tridymit in den untersuchten Laven zeigt, scheinen eine dreifache Entstehung zuzulassen.

Zunächst spielt er die Rolle einer Zwischenklemmungsmasse. Ganz unregelmäßig ausgebildete Partien lagern zwischen den Einsprenglingen; sie sind primären Ursprungs, aus dem Gestein selbst auskristallisiert und bilden den Kristallisationsrückstand. Sie kommen in solchen eisenarmen Gesteinen vor, in denen die Mineralien noch keine Umänderung erlitten haben, so daß schon deshalb die Entstehung des Tridymits in diesem Falle in der metasomatischen Periode unwahrscheinlich ist.

Anders verhält es sich mit den Aggregaten, die eine mehr oder weniger scharf begrenzte kristallographische Anordnung aufweisen. Ihr Auftreten ist innig mit Resorptionsvorgängen verbunden.

Das eine Mal bildet sich der Tridymit bei der Resorption der Hornblende.

Ob es sich bei diesem Vorgang um eine beeinflussende Tätigkeit des Magmas im Sinne von Zirkel[2]), Lagorio[3]) und Rosenbusch[4]) handelt, oder ob er nur eine bloße Wärmeeinwirkung im Sinne von Küch[5]) und Esch[6]) ist, will ich hier nicht näher erörtern. Ich komme darauf bei der Besprechung der Hornblende zurück.

Der chemische Vorgang der Tridymitbildung dürfte sich in folgender Weise abspielen.

---

[1]) Young, A.: „Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere", Inaug.-Diss. Berlin 1902, p. 196 und in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador II, 1896—1902, pag. 196.

[2]) Zirkel, F.: Lehrbuch der Petrographie, 1893, Bd. I, p. 717 u. s. w.

[3]) Tschermak's mineralog.-petrogr. Mitteil., N. F. 1887, Bd. VIII, p. 421: Über die Natur der Glasbasis, sowie die Kristallisationsvorgänge im eruptiven Magma.

[4]) Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie, 1887, Bd. I, p. 559, Bd. II, p. 660.

[5]) Küch, R., in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Geologische Studien in der Republik Columbia I, Berlin 1892, p. 57.

[6]) Esch, E.: „Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere", Inaug.-Diss. Berlin 1896, p. 29 und in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge von Ecuador II, Berlin 1896, pag. 29.

Sind die Bedingungen derart, daß sie zu einer Umwandlung der Hornblende führen, so findet eine Spaltung des eisenreichen Hornblendemetasilicates statt und zwar in ein Kalkmagnesiasilicat, mehr oder weniger eisenfrei, welches als diopsidischer Augit auskristallisiert und in ein reines Eisenmetasilicat, in welchem das Eisen sowohl als Oxyd wie als Oxydul vorhanden sein kann. Das Eisenmetasilicat ist nicht bestandfähig. Die Eisenoxyde kristallisieren als Magneteisen aus. Es bleibt ein Rest von Kieselsäure übrig, der, falls die Grundmasse arm an Basen ist, als freie Kieselsäure, in diesem Falle als Tridymit, erscheint. Hat die Grundmasse noch hinreichend Basen, so verbindet die Kieselsäure sich aber mit ihnen zu Augit oder Feldspat.

Es braucht demnach nicht notwendigerweise bei diesem Hornblendezerfall zu einer Neubildung von Tridymit zu kommen, sondern es wird von der chemischen Zusammensetzung der Grundmasse abhängen, ob sich aus der Hornblende durch das Zwischenstadium des Opazits hindurch nur Augit und Magneteisen, oder Augit, Magneteisen und Feldspat, oder Augit, Magneteisen und Tridymit bilden.

Und in der Tat beobachtete ich den hier beschriebenen Vorgang der Tridymitbildung nur in saureren, pyroxenfreien Hornblendeandesiten mit einer Grundmasse aus grauem Glas mit reichlich Feldspatmikroliten und Hornblende; accessorisch Quarz und Biotit. Ein anschauliches Beispiel für diese Entstehungsweise des Tridymits gibt ein Gestein, welches bei Puluquiza, auf dem Wege von Yaruquies nach Coltacocha, in den Cerros de Yaruquies gesammelt wurde. Im Schliff sind die einzelnen Phasen des Vorganges deutlich zu sehen, von den ersten Anfängen bis zur vollständigen Ersetzung der ehemaligen Hornblendekristalle durch Tridymit (vergl. Fig. 2 und 3 der Tafel).

Das zweite Mal entsteht Tridymit aus Plagioklas.

In den Schliffen der Gesteine von Yuracpata am Rio Guapante in der Cordillere de Pillaro zeigt der Plagioklas vielfache Ausbuchtungen und Spuren wieder auflösender Wirkungen durch das Magma. Randliche Partien sind durch ein schuppiges Tridymitaggregat ersetzt, ja es läßt sich sogar aus der verschiedenen Lagerung der Tridymitschüppchen die vordem vorhanden gewesene Albitlamellierung noch erkennen (vergl. Fig. 4 der Tafel).

Oft jedoch ist der Tridymit von dem Einsprengling, aus dem er sich gebildet hat, weggeschwemmt. Er findet sich dann nesterweise in der Grundmasse vor.

Das Gestein ist ein Hypersthen führender Pyroxenandesit mit einer Grundmasse, die sehr reich an Pyroxen ist.

Das Zusammenvorkommen der Tridymitbildung und die Spuren der Wiederauflösung der Plagioklaseinsprenglinge ist sicher nicht zufällig, sondern steht in innerem Zusammenhang.

Vielleicht hat man sich den Vorgang folgendermaßen zu denken.

Das Magma ist arm an Kalk, während Magnesia und Eisen in normaler Weise vertreten sind. Es wirkt deshalb lösend auf die Kalk-Natronfeldspate, die den Kalkgehalt für die Angite der Grundmasse liefern, während der Kieselsäurerest sich als Tridymit ausscheidet.

Eine Neubildung von Tridymit aus Feldspat erwähnt Rosenbusch[1]) in einem Augitandesit von Grad-Jakán auf Java, ohne die Erscheinung näher zu beschreiben. Vielleicht ist dieser Vorgang entsprechend.

Die dritte Ausbildungsweise des Tridymits hat man in zahlreichen Hohlraumausfüllungen vor sich. Sie verdanken ihr Dasein wahrscheinlich der metasomatischen Periode und dürften sekundär sein, indem sie in den Drusen als Verwitterungsprodukt nachträglich abgesetzt wurden.

Amphibol.

Die Hornblende ist in den meisten Fällen makroskopisch deutlich erkennbar. Sie kommt bis zu 20 mm Größe in langgestreckten, säulenförmigen Kristallen von schwarzglänzender Färbung vor.

Im Dünnschliff läßt sie die Formen: $\infty P \breve{\infty} (010)$, $\infty P (110)$ und untergeordnet $\infty P \infty (100)$ erkennen.

Ist die Hornblende frisch, so zeigt sie deutliche Spaltbarkeit nach $\infty P (110)$, die sich in Längsschnitten als parallel verlaufende, in Querschnitten dagegen als solche unter dem Prismenwinkel von $124^1/_2{}^\circ$ schneidende Risse äußert.

Nicht selten ist eine Zonarstruktur, jedoch ist die Anzahl der Zonen bei weitem geringer, wie z. B. beim Feldspat. Häufig besteht sie nur aus Kern und Rand.

Auch eine Sanduhrstruktur trifft man gelegentlich an.

Zwillinge nach dem vorderen Pinakoid $\infty P \infty (100)$ sind gewöhnlich. Dabei lagern die beiden Individuen z. T. unvermittelt aneinander, z. T. sind sie durch eingelagerte Lamellen verbunden.

Auch ein Durchkreuzungszwilling wurde beobachtet, dessen Gesetzmäßigkeit aber wegen der ungünstigen Schnittlage nicht zu ermitteln war.

Dasselbe traf bei einem anderen Zwillingsgesetz zu, welches sich durch eingelagerte Lamellen bemerkbar machte.

Fig. 5 der beiliegenden Tafel vereinigt alle drei Gesetze an einem Individuum.

Ebenso wie in den bereits früher beschriebenen Andengebieten beteiligen sich auch an der Zusammensetzung der von mir untersuchten Laven zwei Arten von Horn-

[1]) Rosenbusch, H.: Ber. d. naturf. Ges. z. Freiburg i. Br. 1873, VI, 96.

blende: eine grüne und eine braune. Dazu gesellt sich eventuell als Übergangsglied eine bräunlich-grüne.

Daß die Ansicht Belowsky's[1]), die er ja auch durch seine Glühversuche bestätigt gefunden hat, die braune Hornblende sei aus der grünen hervorgegangen, richtig ist, beweisen manche Schliffe, in denen ursprünglich grüne Hornblendeeinsprenglinge in die braune Hornblende übergehen.

Außer der Färbung unterscheiden sich beide Arten auch durch die verschiedenen Auslöschungsschiefen auf dem seitlichen Pinakoid, die von 20° bei der grünen bis auf 0° bei der braunen herunter gehen können, und durch den Pleochroismus. Derselbe ist immer kräftig und schwankt bei der grünen Hornblende zwischen gelblichgrünen und dunkelgrünen Tönen, bei der braunen zwischen gelblichen und rotbraunen.

An Einschlüssen ist die Hornblende überaus reich. Am häufigsten sind solche von unregelmäßig begrenzten Magnetitkörnchen. Von weiteren Mineralien wurden in ihr eingeschlossen gefunden: Feldspat, Augit, Glimmer, Apatit und Zirkon.

Der Zerfall der Hornblende führt durch das Zwischenstadium des Opazits zu den bekannten, von Esch genau untersuchten Neubildungen von Augit und Erz.

Daneben kommt auch eine Neubildung von Feldspat vor.

Esch[2]) sagt: „Die vereinzelte Bildung von Plagioklaskriställchen aus diesen Zersetzungsprodukten, welche ich, abweichend von Küchs Ansicht, hier tatsächlich aus der ehemaligen Hornblende ohne Hinzutreten von Bestandteilen des Magmas oder überhaupt der Mitwirkung desselben entstanden erkläre, ist wohl leicht durch einen kleinen Gehalt von Alkalien, den die ehemalige Hornblende hatte, verständlich“.

Küch[3]) fand eine Neubildung dort, „wo die ursprünglichen äußeren Konturen der Hornblende mehr oder weniger verändert erscheinen, da wo die Kränze von Pyroxen und Magnetit in die umliegende Grundmasse förmlich verfließen“.

In den von mir untersuchten Laven fand ich nur die letztere Neubildung bestätigt.

Ferner fand ich eine Neubildung von Tridymit, wie ich dieselbe in dem Gestein von Puluquiza, in den Cerros de Yaruquíes, bei der Mineralbeschreibung des Tridymits erörtert habe.

Zwei Ansichten, die sich gegenüberstehen, suchen diese Vorgänge durch einen Zerfall oder eine Resorption zu erklären.

---

[1]) Belowsky, M.: „Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere“, Inaug.-Diss., Berlin 1892, p. 36 u. s. w. und in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador I., p. 36 u. s. w.

[2]) Esch, E.: „Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere“, Inaug.-Diss., Berlin 1896, p. 31 und in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador II, p. 34.

[3]) Küch, R. in: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Geologische Studien in der Republik Columbia I, Berlin 1892, p. 57.

Auf der einen Seite vertreten Zirkel,[1] Lagorio,[2] Rosenbusch[3]) und Belowsky[4]) die Ansicht, daß der Zerfall der Hornblende in erster Linie auf einer auflösenden, chemischen Einwirkung des Magmas beruht. Hierbei tritt der Unterschied in der Auffassung von Lagorio und Rosenbusch, wie die beeinflussende Tätigkeit des Magmas zustande kommt, in den Hintergrund.

Auf der anderen Seite stehen Küch[5]) und Esch[6]) auf dem Standpunkt, daß es sich bei diesen Vorgängen um einen allein durch Wärmewirkung hervorgerufenen Zerfall resp. um eine Dissoziation handelt, wobei die Grundmasse in keiner Weise Einfluß ausübt. Woher die Wärmequelle stammt, ist wiederum eine Frage für sich.

Zu einer Diskussion beider Theorien seien die zur Lösung des Problems zu berücksichtigenden Tatsachen kurz zusammengestellt.

I. Hornblende ohne Zerfallerscheinungen.

Grüne und braune Hornblende treten sowohl in den von mir untersuchten Gesteinen als in den in der Literatur beschriebenen auf, ohne daß sich in den unversehrten Kristallen Augit neugebildet hätte.

Die Konturen dieser Hornblende zeigen mitunter Ausbuchtungen, auch ohne daß sich irgendwie ein kaustischer Rand bemerkbar macht.[7])

In diesen Fällen ist also eine einfache auflösende Wirkung durch das Magma zu konstatieren, die nicht zu Mineralneubildung geführt hat, Auflösung und Zerfall sind von einander unabhängig.

II. Hornblende mit Zerfallerscheinungen.

Die Zerfallerscheinungen der Hornblende sind vorzugsweise von der braunen Modifikation bekannt.

Nach Esch[8]) kommen sie auch an der grünen vor.

Belowsky[9]) und mir sind sie nur an der braunen aufgefallen.

[1]) Zirkel, F.: Lehrbuch der Petrographie, 1894, II. 599.
[2]) Lagorio, A.: Mineralog. u. petrogr. Mitt. v. G. Tschermak, N. F. 1887, VIII, 421.
[3]) Rosenbusch, H.: Mikroskop. Physiographie, 1887, I, p. 583.
[4]) cf. Belowsky, M.: l. c. p. 15.
[5]) cf. Küch, R.: l. c. p. 58.
[6]) cf. Esch, E.: l. c. p. 35 u. s. w.
[7]) cf. Belowsky, M.: l. c. p. 46 u. Esch, l. c. p. 37.
[8]) cf. Esch, E.: l. c. p. 29.
[9]) cf. Belowsky, M.: l. c. p. 42.

Es fragt sich daher, ob die grüne Hornblende erst in die braune umgewandelt werden muß, ehe sie zerfallen kann, zumal da Belowsky[1]) nachgewiesen hat, daß die grüne infolge von Oxydation durch Wärme in die braune übergeht. Beide Arten kommen in ein und demselben Schliff vor.

Die Zerfallerscheinungen treten an Hornblendedurchschnitten mit ideal scharf begrenzten Umrissen auf. Die Umwandlungsprodukte füllen dann entweder den ganzen Kristall aus oder der Kern ist unversehrt und nur ein schmalerer oder breiterer Rand ist zerfallen. Hierbei läßt sich die Beobachtung machen, daß der Zerfall von außen nach innen fortschreitet. Küch[2]) berichtet von einem derartigen Kristall sogar als Einschluß in Feldspat.

Diese Tatsachen lassen sich nicht durch eine resorbierende Wirkung des Magmas ungezwungen erklären.

Die Zerfallerscheinungen treten aber auch an Kristallen auf, die randlich korrodiert sind.

Hier könnte eine Resorption vorliegen.

Als beweisführend für und gegen die beiden Theorien sind noch zwei Beobachtungen von Belowsky und Küch zu besprechen.

Belowsky[3]) schreibt: „Eine Schwierigkeit liegt bei der Annahme der Erklärung von Dr. Küch in der zonenweisen Ausscheidung des Erzes in der Hornblende vor. Es müßte dann die von außen in den Kristall eindringende Wärme den Kristall ganz allmählich umsetzen, und es ist nicht ohne weiteres ersichtlich, wie diese Wärme einzelne Zonen des Kristalls umsetzen und die dazwischen liegenden frei lassen konnte, wie dies ein Amphibol-Andesit in so überaus vortrefflicher Weise zeigt. Ebenso erscheint es danach unmöglich, daß der äußere Rand und der Kern opazitisiert sind, während die dazwischen liegende Zone vollständig frisch ist. Wohl kann man dies aber verstehen, wenn man die korrodierende Tätigkeit des Magmas als Ursache annimmt. Jede Zone bedeutet eine Unterbrechung im Wachstum des Kristalls. Dabei kann es nun vorkommen, daß ein solcher Kristall, nachdem er vom flüßigen Magma mit einem Opazitrand versehen war, an eine andere Stelle des Magmas gebracht wurde und dort weiter wuchs.“

Mir scheint diese Beobachtung weder für noch gegen eine der beiden Theorien zu sprechen. Denn ebensogut wie ein Wechsel in der auflösenden Wirkung des Magmas kann auch bei Wachstumsunterbrechung eine Schwankung in der Wärmewirkung ausgeübt worden sein.

---

[1]) cf. Belowsky, M.: l. c. p. 42.
[2]) cf. Küch, R.: l. c. p. 58.
[3]) cf. Belowsky, M.: l. c. p. 45.

Küch[1]) schreibt: „Ein besonderes Gewicht bin ich geneigt der Beobachtung beizulegen, wo der opazitische Rand an solchen Individuen gefunden wurde, welche von Grundmasse mit mikrofelsitischer Basis umgeben waren, wo sich frei davon die in Grundmasse mit glasiger Basis liegenden Kristalle erwiesen; wo dasselbe Individuum, welches z. T. in der fleckweise auftretenden mikrofelsitführenden, z. T. in der glasführenden Grundmasse steckte, innerhalb der ersteren opazitisch umrandet, innerhalb der letzteren frei von dem Rande war. Eine solche Beobachtung, die nicht vereinzelt, vielmehr in zahlreichen Gesteinen verschiedener Lokalitäten gemacht wurde, widerspricht geradezu einer stattgehabten chemischen Einwirkung des flüssigen Magmas. Wollen wir den Vorgang der glasigen und der mikrofelsitischen Verfestigung zeitlich überhaupt zu einander ordnen, d. h. wollen wir die beiden Vorgänge als nacheinander erfolgt ansehen, so hat die glasige Basis gewiß länger in dem flüssigen Zustande verharrt. Die mikrofelsitische Differenzierung ging der glasigen Erstarrung voraus. In diesem Falle würde bei Annahme einer chemisch korrodierenden Tätigkeit des Magmas diese Tätigkeit eine länger andauernde, also intensivere auf die Teile der Hornblendeindividuen gewesen sein, welche nunmehr in der festen Glasmasse stecken; das Phänomen müßte also grade umgekehrt sein, als es in der Wirklichkeit ist."

Wenn Küch sagt, bei glasiger Grundmasse habe die Wärme länger einwirken können als bei mikrofelsitischer, die früher erstarrt ist, und darin einen Gegenbeweis für die chemische Einwirkung der Grundmasse und einen Beweis für die Wärmewirkung erblickt, so ist das sicherlich möglich und wahrscheinlich. Auf der anderen Seite wieder ist der Beweis noch nicht geliefert, daß die glasige Ausbildung und die mikrofelsitische Partie auch dieselbe chemische Zusammensetzung besitzt, und man könnte ebensogut annehmen, daß die Verschiedenheit der Einwirkung auf die verschiedene chemische Zusammensetzung zurückzuführen ist, zumal da mikrofelsitische Strukturen mehr bei sauren wie bei basischen Gesteinen aufzutreten pflegen.

Nun hat Esch[2]) auf experimentellem Wege nachgewiesen, daß ein Zerfall der Hornblende in Augit und Erz in indifferenter Umgebung lediglich durch Wärmewirkung erfolgen kann und damit wahrscheinlich gemacht, daß in all den Fällen, wo eine Einwirkung der Grundmasse auf die Hornblende nicht zu beobachten ist, die Wärmewirkung die einzige Ursache ist.

Nicht alle Tatsachen sind aber lediglich allein durch eine Wärmeeinwirkung erklärbar, so die Neubildung von Feldspat an den Angriffsstellen der Grundmasse und die von mir gefundene Neubildung von Tridymit in den Laven von Puluquiza.

[1]) cf. Küch, R.: l. c. p. 57.
[2]) cf. Esch, E.: l. c. p. 37.

In diesen Fällen liegen die Verhältnisse komplizierter, indem neben der Wärmewirkung auch noch eine lösende, resp. chemische Einwirkung der Grundmasse zu konstatieren ist. Die erste Ursache eines Zerfalls wird allerdings auch eine Wärmewirkung sein, aber die Grundmasse beteiligt sich chemisch mit an der Reaktion. Es ist das also ein Zerfall verbunden mit Resorption. Je nach der chemischen Zusammensetzung der Grundmasse wird in diesen Fällen der Gang des Zerfalles modifiziert.

Bemerkt sei hier noch, daß die Möglichkeit der von Esch angegebenen Neubildung von Feldspat aus einem geringen Alkaligehalt nicht bestritten werden soll.

Zu ähnlichen Resultaten führten schon die Spekulationen Lagorios[1]), nur nahm er die Wärmewirkung erst in zweiter Linie an, als eine Kraft, welche „die lösende Wirkung des noch geschmolzenen Anteils des Magmas erhöhen" mußte.

Der Vorgang der Hornblendeumwandlung kann demnach ein einfacher Zerfall sein, durch Wärmewirkung bedingt, oder ein durch Wärme bedingter Zerfall kombiniert mit Resorption, d. h. mit chemischer Einwirkung der Grundmasse. Es hängt im letzteren Falle von der chemischen Zusammensetzung der Grundmasse ab, ob sich neben Augit und Erz noch Feldspat und Tridymit bilden kann.

Das Résumé aller Tatsachen ist also, daß eine Dissoziation im Sinne von Küch und Esch nicht in allen Fällen allein genügt, um die beobachteten Erscheinungen erklären zu können. Zu der Dissoziation kommt häufig eine Resorption, bei welcher die Grundmasse sich an der auf die Hornblende einwirkenden Wärmereaktion beteiligt. Die Wahrheit liegt auch hier in der Mitte, indem erst eine Verschmelzung der beiden extremen Theorien eine befriedigende Lösung des Problems ermöglicht.

Feldspat.

In den untersuchten Daciten, Andesiten und Basalten machen die Feldspate unter allen Einsprenglingen in bezug auf die Menge, mit der sie sich an der Zusammensetzung beteiligen, den Hauptbestandteil aus.

Abgesehen von der Grundmasse der Dacite, an deren Aufbau sich auch Orthoklas beteiligt und worauf ich bei der speziellen Beschreibung des Dacits näher eingehen werde, gehören die Feldspate ausnahmslos zur Reihe der Kalk-Natron-Feldspate.

Sie sind stets frisch, zuweilen weiß gefärbt, zuweilen glasig und durchsichtig. Zuweilen nehmen sie auch durch Eisenlösungen schmutziggelbe Töne an.

[1]) cf. Lagorio: l. c. p. 421 u. s. w.

Die Feldspate sind immer, sowohl in der Grundmasse, und zwar hier in Leisten- und Skelettform, wie als Einsprenglinge vorhanden. Die Größe der letzteren schwankt zwischen wenigen mm und 2 cm.

Makroskopisch konnten nur in zwei Fällen kristallographisch gut ausgebildete Flächen bestimmt werden. Es sind dieselben, die auch mikroskopisch wiederkehren: $M = \infty P \breve{\infty} (010)$; $P = 0P (001)$; $T = \infty {}_{,}^{'}P (110)$; $l = \infty P_{,}^{'} (110)$: $x = {}_{,}P_{,} \bar{\infty} (101)$ und $y = 2 {}_{,}P_{,} \infty (201)$.

Die Kristalle sind entweder tafelförmig nach M entwickelt, oder nach der $\breve{a}$-Achse gestreckt, seltener nach der $\dot{c}$-Achse.

Zonarstruktur in jeglicher Abwechselung zeigen alle Schliffe; zu den von Herz[1]) studierten Erscheinungen ist nichts Neues hinzuzufügen. Nur beiläufig sei erwähnt, daß normal die Acidität der einzelnen Zonen von innen nach außen fortzuschreiten pflegt.

Von Zwillingsgesetzen ist das Albitgesetz am gewöhnlichsten, häufig in Verbindung mit dem Periklingesetz. Auch das Karlsbadergesetz lag vor, unter anderem an einem Durchkreuzungszwilling, wie er von Young[2]) beschrieben wurde. Beide Individuen sind ungefähr parallel $\infty P \breve{\infty} (010)$ getroffen, der Winkel der beiden Basisspaltspuren beträgt 134 °. Beide Individuen sind zonar gebaut. Der Unterschied der Auslöschungsschiefen der einzelnen Zonen gemessen zur Spaltspur der Basis ist sehr gering. Die Auslöschungsschiefen selbst schwanken um 0 °, entsprechen also einer Zusammensetzung des Feldspats von Andesin-Oligoklas—Oligoklas.

Andere Durchkreuzungen von Plagioklasleisten, die unter den verschiedensten Winkeln stattfinden, gestatten wegen der Unbestimmbarkeit der Schnittlagen nicht, auf bestimmte Zwillingsgesetze zu schließen. Eventuell zeigen die Stellen, an denen sich die Kristalle durchkreuzen, eine Art Felderteilung.

Chemische Einwirkungen des Magmas, wie ich sie u. a. in den Gesteinen von Yuracpata fand, wobei es zu der beim Tridymit geschilderten Neubildung kommt, sind nicht allzu häufig, die Einsprenglinge sind scharf begrenzt, hingegen machen sich mechanische Einflüsse, wie sie durch den Eruptionsakt bedingt sind, in vielen zertrümmerten Kristallen bemerkbar.

Von Einschlüssen kommen in größeren Mengen Erz, Grundmasse und Glas in Betracht. Die Glaseinschlüsse sind, dem Wachstum der Kristalle entsprechend, gern zonar angeordnet, sie sind aber auch in unregelmäßigen Anhäufungen vertreten. Bei der

[1]) Herz, R.: „Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere," Inaug. Diss. Berlin 1892, p. 31 und in: W. Reiss u. A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador I. Berlin 1892—96, p. 101.

[2]) cf. Young, A.: l. c. p. 198.

zonaren Anordnung der Glaseinschlüsse machte auch ich die Erfahrung, daß dieselben niemals den äußersten Rand einnehmen, denselben vielmehr freilassen. Schon Küch[1]) und Belowsky[2]) führen das Phänomen auf ein ruhigeres Wachstum zurück. Die Färbung des Glases entspricht derjenigen der Gesteinsbasis.

Geringere Mengen von Einschlüssen liefern Pyroxen und Hornblende, in ausgebildeten Kristallen wie in Fetzen, Apatit und Zirkon.

Auch im Schliff macht der Feldspat in der Regel einen frischen Eindruck. Umwandlungen durch Verwitterung in Kalkspat oder Kaolin gehören zu den Ausnahmen.

Die optische Untersuchung der Feldspate ergab, daß eine Gesteinsgliederung nach dem Säuregehalt der Feldspate nicht durchführbar war, vielmehr bestätigte sich im allgemeinen nur die Erfahrung, daß mit dem Säuregehalt des Gesteins auch der Feldspat saurer wurde, keinesfalls ist aber der Charakter des Feldspats in einem Handstück durchgängig gleich. Schwankungen in den Winkeln der Anslöschungsschiefen auf dem seitlichen Pinakoid um 15° und mehr in ein und demselben Schliff sind nichts Seltenes.

Zur optischen Untersuchung wurden am liebsten Schnitte $\infty P \overset{v}{\infty} (010)$ verwandt,[3]) die in reichlicher Anzahl vorhanden waren. Sie sind an dem vollständigen Fehlen der Albitlamellen und an den Spaltrissen nach $0P(001)$ leicht erkenntlich und kaum zu verfehlen. In zweifelhaften Fällen wurden sie durch Messungen der Winkel von $P = 0P$ (001) zu $x = {}_{,}P_{,}\infty\ (101)$ und $y = 2\,{}_{,}P_{,}\infty\ (201)$ oder zu $T = \infty{}_{;}P\,(110)$ und $l = \infty P'_{,}(110)$ gesichert.

Bei geeigneten Schnitten wurden auch die von Fouqué,[4]) Becke[5]) und C. Klein[6 u. 7]) angegebenen Methoden berücksichtigt:

Bei der von C. Klein stammenden Methode der Totalreflexion hatte die Halbkugel des benutzten Totalreflektometers einen Brechungsexponenten für Na-Licht = 1,7938. Als Immersionsflüssigkeit wurde Anisöl mit dem Brechungsexponenten = 1,57 verwandt.

Die von mir gefundenen größten Brechungsexponenten von 1,5587, 1,5509 und 1,5469, entsprechend den Maximalwerten 60° 20′, 59° 50′ und 59° 35′, weisen

[1]) cf. Küch, R.: l. c. p. 29.

[2]) cf. Belowsky, M.: l. c. p. 28.

[3]) Schuster, M.: „Über die optische Orientierung der Plagioklase". Tschermak's Mineralog.-petrogr. Mitt., N. F., 1881, III, p. 117.

[4]) Fouqué, F.: „Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques". Bulletin de la Société française de minéralogie, 1891, tome XVII, p. 283—611.

[5]) Becke, F.: „Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen senkrecht zu P und M". Tschermak's Mineralog.-petrogr. Mitt., N. F., 1899, XVIII, p. 556.

[6]) Klein, C.: „Über den Feldspat im Basalt von Hohenhagen bei Göttingen und seine Beziehungen zu dem Feldspat von Mte. Gibele auf der Insel Pantellaria". Nachr. d. Königl. Akad. d. Wissensch. u. d. G. A. Universität zu Göttingen, 1878, 14.

[7]) Klein, C.: „Optische Studien", I, Sitzungsber. Königl. Preuß. Akad. d. Wissensch., Berlin 1899.

auf Andesin bis Oligoklas und stimmen vorzüglich mit den durch die andern Wege ermittelten Resultaten überein.[1])

Nach der Schuster'schen Methode wurden auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ alle möglichen Auslöschungsschiefen von ca. $-35^\circ - +14^\circ$ gemessen; in welchem Sinne dabei die Auslöschungsrichtung zur Basis liegt, läßt sich durch Messung der Winkel von $P = 0P(001)$ zu $x = {}_{,}P_{,}\infty (101)$ oder $y = 2{}_{,}P_{,}\infty (201)$ leicht entscheiden. Die Werte entsprechen Feldspäten von der Zusammensetzung des Anorthit-Bytownits—Oligoklas-Albit. Feldspat von reiner Anorthitsubstanz scheint ebenso wie solcher von reiner Albitsubstanz nicht ausgebildet zu sein.

Pyroxen.

Nächst dem Feldspat ist der Pyroxen am reichlichsten in den Laven vertreten, in manchen Schliffen macht er ihm sogar den ersten Rang streitig: er fehlt nur in den typischen Glimmer-(Hornblende-)Daciten und in wenigen Hornblende-Andesiten. In den reinen Pyroxen-Andesiten ist er mit bloßem Auge in kleinen, nur wenige mm großen, dunkelgrünen Kristallen wahrnehmbar. In vielen anderen Gesteinen ist er aber erst mikroskopisch zu erkennen. Es zeigt sich alsdann, daß er in zwei Varietäten ausgebildet ist, als monokliner und rhombischer Augit.

Aus der Neigung des letzteren, bei Verwitterungserscheinungen Brauneisen abzusondern, wie aus seinem ganzen optischen Verhalten kann man wohl schließen, daß man es mit einem eisenreichen Pyroxen, einem Hypersthen, zu tun hat.

Beide Varietäten beteiligen sich in wechselnden Mengen an dem Aufbau der Gesteine, in der Regel herrscht Augit vor, jedoch wurden auch Ausnahmen konstatiert, in denen der Hypersthen den Augit überwiegt. Tritt der Augit gelegentlich als Einsprengling zurück, so ist er desto reichlicher in der Grundmasse vertreten. Auch Hypersthen erscheint in derselben, aber in geringeren Mengen.

Beide kommen als Einsprenglinge auch zusammen verwachsen vor, regellos und gesetzmäßig, Umkleidungen von Hypersthen mit einem Augitmantel sind häufig. Während die kristallographische Begrenzung des Hypersthens mehr einen langprismatischen Habitus mit den Formen: $\infty P \bar{\infty} (100)$, $\infty P \breve{\infty} (010)$ und $\infty P (110)$ aufweist, zeigt der Augit eine mehr gedrungene Gestalt der Kristalle.

Die Spaltbarkeit nach dem Prisma ist immer gut ausgebildet und macht sich in Längsschnitten als feine, parallel verlaufende, geradlinige Risse bemerkbar, in Querschnitten $\perp$ zur $\dot{c}$-Achse sind sie gröber und bilden annähernd einen rechten Winkel.

[1]) Die zu den Winkelwerten gehörigen Brechungsexponenten wurden neben Berechnung der Tabelle in: „C. Leiss, Die optischen Instrumente der Firma R. Fuess, Leipzig 1899, p. 364 u. s. w.“ entnommen.

Beim Augit sind Zwillinge nach $\infty P \infty$ (100) fast in jedem Schliff anzutreffen, dabei liegen die gleichgroßen Kristalle nach Art der entsprechenden Hornblendezwillinge unvermittelt nebeneinander, oder es sind eine oder mehrere Zwillingslamellen eingelagert.

Scheinbar willkürliche Durchkreuzungen kommen sowohl beim Augit als beim Hypersthen vor.

Beim monoklinen Augit ist eine Zonarstruktur nichts ungewöhnliches, aber auch hier ist, wie bei der Hornblende, die Anzahl der Zonen bei weitem geringer als beim Feldspat. Der Hypersthen läßt einen zonaren Bau vermissen.

Ab und zu wurde beim Augit auch eine Sanduhrstruktur angetroffen.

Die Interferenztöne sind für den Augit bedeutend höher als für den Hypersthen, bei dem sie nicht über schwachgelbe Farben hinausgehen.

Wenn auch der Pleochroismus beim Augit nur recht schwach ist, so ist er in vielen Fällen dennoch deutlich wahrnehmbar und variiert zwischen grünlichen und gelbrötlichen Tönen. Viel kräftiger ist er beim Hypersthen. Hier sind die Farben für Strahlen

bc pol., bezw. a schwing. = farblos mit Stich ins Rötliche,
ac „ „ b „ = farblos mit Stich ins Grünliche,
ab „ „ c „ = Stich ins Grünliche.

An Einschlüssen ist der Pyroxen wohl noch reicher als der Feldspat. Während dort Glas die Hauptrolle spielte, tut dies hier Magnetit. In einzelnen kleineren oder größeren Kristallen oder zu Haufen angesammelt ist er vom Pyroxen umschlossen. Auch Grundmasse ist als Einschluß weit verbreitet. Von anderen eingeschlossenen Mineralien sind Feldspat, Hornblende und Apatit zu nennen.

Chemische Corrosionen wurden nicht festgestellt; mechanische Wirkungen bezeugen viele zerbrochene Kristalle.

Recht oft zeigen die Pyroxene auch eine randliche Färbung, die durch Eiseninfiltrationen entstanden ist. Dieselbe kann bis zum tiefsten Schwarz gehen, sie ist aber nicht mit dem opazitischen Rand der Hornblende zu verwechseln.

Von Umwandlungsprodukten kommen Chlorit, Serpentin und Opal in Frage. Die Serpentinisierung beginnt mit einer schmalen randlichen Zone und kann allmählich den ganzen Kristall ausfüllen; vereinzelte Partien des ursprünglichen Minerals und die Form der Durchschnitte lassen dann aber auf Pyroxen schließen, so daß eine Verwechselung mit Olivinpseudomorphosen ausgeschlossen ist. Das Gleiche gilt vom Opal.

Glimmer.

Der vorkommende Glimmer erweist sich, abgesehen von vereinzelten unbedeutenden sekundären Muscovitbildungen, nach seinem optischen Verhalten als ein Biotit.

In den vorliegenden Laven ist er verhältnismäßig spärlich vertreten, sein Vorkommen beschränkt sich auf die kieselsäurereichsten Gesteine, auf wenige Glimmer-Andesite und die Glimmer-Dacite.

Makroskopisch ist er in wohlausgebildeten sechsseitigen Säulchen von glänzender Färbung vorhanden. An Kristallformen hat er nur 0 P (001), P (111) und $\infty P \breve{\infty}$ (010).

U. d. M. zeigt er Leisten- oder Tafelform.

In vielen Fällen ist eine auffallende Ähnlichkeit mit Hornblende zu konstatieren. Schon die Farbe ist bald mehr grün, bald mehr braun, auch ist ab und zu eine kaustische Randzone bemerkbar, die aber bedeutend schwächer ausgebildet zu sein pflegt, wie bei der Hornblende. Vollständig umgewandelte Kristalle fehlen. Druckerscheinungen in Form von Biegungen und fleckiger Auslöschung sind häufig. Die Absorption ist stets stark, die Töne wechseln von dunkelbraun bis hellgelb. In Gesellschaft von Hornblende ist daher seine Erkennung oftmals nicht leicht.

Vereinzelte Individuen scheinen nach dem Tschermak'schen Gesetz verzwillingt und nach 0 P (001) verwachsen zu sein.

An Einschlüssen ist er arm; es sind von solchen Apatit, Zirkon, Feldspat und Erz zu nennen.

Olivin.

Dieses Mineral bildet einmal einen accessorischen Bestandteil in manchen basischen, hornblendefreien Andesiten, das andere Mal einen wesentlichen Bestandteil in den Basalten.

Mit unbewaffnetem Auge ist er nur vereinzelt in ölgrünen, kleineren Kristallen sichtbar.

Im Dünnschliff erscheinen die Kristalle mit wenig deutlicher kristallographischer Begrenzung, die vielfachen Abrundungen ergeben die typische Tönnchenform. Die Tönnchen sind zuweilen in Nestern zusammengelagert, so in einem Gestein vom Rio del Volcan, an der Vereinigung mit der Quebrada Sanchez-singuna (Sangay).

In frischem Zustande ist der Olivin vollkommen farblos, die Polarisationstöne zwischen gekreuzten Nicols sind noch höher wie beim Augit. In einigen Gesteinen erscheint er durch Abscheidung von Brauneisen, das sich zunächst auf den Spaltrissen absetzt, gelb bis braun gefärbt. Auch öftere Umwandlungen in Serpentin wurden gefunden. In der Regel fallen zwei Spaltbarkeiten auf, feinere parallele Risse nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) und gröbere Sprünge nach 0 P (001).

In einem Schliff von Quimbana in der Cordillera de Pillaro liegt ein schöner Durchkreuzungszwilling. Beide Individuen sind zur ersten Mittellinie getroffen und löschen orientiert aus. Die vertikalen Axen der verzwillingten Individuen bilden einen

Winkel von 61°. Zwillingsebene ist, da der Winkel für dieses Gesetz 60° 48' beträgt, $P\breve{\infty}$ (011).[1])

Einbuchtungen, durch die Grundmasse hervorgerufen, gehören zu den Seltenheiten, u. a. zeigt das eine Individuum des obigen Zwillings eine Skelettform.

Einschlüsse sind von untergeordneter Bedeutung, höchstens kommt Erz in Betracht.

Apatit.

Der Apatit findet sich nur ausnahmsweise als Einsprengling, z. B. in einem Gestein vom Cerro Patarata unterhalb Alausí, hingegen ist er wohl in der Grundmasse der meisten Laven als feine, quergegliederte Nadeln vorhanden.

Die Einsprenglinge bilden, wofern sie nicht parallel 0 P (0001) getroffen sind, kurze, gedrungene Säulen durch die Flächen 0 P (0001), ∞ P (10$\bar{1}$0) und P (10$\bar{1}$1) begrenzt.

Zahlreiche braune, staubförmige Interpositionen dringen des öfteren auf den Spaltrissen nach ∞ P (1010) und 0 P (0001) ein und verleihen den Schnitten einen deutlichen Pleochroismus. Außerdem wurde aber in einem Vorkommen am Rio Pulugay, zwischen Azóguez und La Victoria, ein Apatit mit eigenem Pleochroismus angetroffen, und zwar waren die Töne, parallel der größeren Elastizitätsachse schwingend, goldgelb, parallel der kleineren schwingend, lichtbräunlich-gelb. Charakteristisch ist die Absorption $\varepsilon > o$ im Gegensatz zu Turmalin. Als Einschluß in anderen Mineralien hat er seine größte Verbreitung im Feldspat, im Glimmer und in der Hornblende.

Zirkon.

Zirkon ist nur mikroskopisch als unwesentlicher Bestandteil der Grundmasse saurer Laven wahrnehmbar. Als Einsprengling oder in bedeutenderen Mengen ist er nicht bekannt, sondern stets klein und vereinzelt. Die Kristalle sind aber trotz ihrer Unscheinbarkeit kristallographisch außerordentlich scharf begrenzt durch: ∞ P (110), ∞ P ∞ (100), P (111), 3 P 3 (311).

Manche Durchschnitte sind von einem breiten Totalreflexionsrand umgeben.

Pleochroismus konnte in keinem Falle beobachtet werden.

Magnetit.

Das in den Schliffen vorhandene Erz ist in der Hauptmasse Magnetit. In den größeren Einsprenglingen hat er für gewöhnlich keine scharfen Begrenzungen. Im auf-

[1]) cf. Rosenbusch: Mikroskop. Physiogr. I. 1892, p. 571.

fallenden Licht zeigt er einen bläulich-schwarzen Metallglanz. Die kleinen Kriställchen der Grundmasse dagegen sind idiomorph in drei- und viereckigen Durchschnitten, die sich auf das Octaëder zurückführen lassen und nicht selten die bekannten zierlichen Wachstumserscheinungen bilden.

Neben Magnetit trifft man Eisenkies und Titaneisen an.

B. Gesteine.

Allgemeines.

Einzelne Laven aus den vorliegenden Gebieten waren bereits früher Gegenstand petrographischer Untersuchungen oder wissenschaftlicher Erörterungen.

Das Material, welches A. v. Humboldt, Siemiradski und Wagner von ihren Andenreisen mitbrachten, hatte dazu die Unterlage geliefert.

Die diesbezügliche Literatur stammt von Abich,[1]) A. v. Humboldt,[2]) Wagner,[3]) Artopé,[4]) G. v. Rath,[5]) Gümbel,[6]) Siemiradski[7]) und H. Rosenbusch.[8])

Da die heutigen Untersuchungsmethoden, sowohl die petrographischen wie die chemischen, gegen die älteren sich bedeutend vervollkommnet haben, auch die Anschauungen über die Stellung der einzelnen Gesteinsarten im System teilweise verändert sind, so war es notwendig, verschiedenes richtig zu stellen und zu ändern.

Besonders gilt dies bezüglich einiger Analysen, die dazu beitragen könnten, falsche Schlüsse in bezug auf die Acidität der einzelnen Gesteinsklassen herbeizuführen.

Die von mir untersuchten Gesteine gehören ohne Ausnahme zu der jungvulkanischen Reihe vom Glimmer-Dacit bis zum Feldspatbasalt.

Tuffe wurden wie bei den früheren Arbeiten über die Andengebiete zunächst nicht berücksichtigt; sicherlich wäre aber jetzt nach dem Abschluß jener Arbeiten ein

---

1) Abich: Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. 1841, p. 55 und 115.
2) v. Humboldt, A.: Kosmos IV, 1858, p. 462 u. s. w.
3) Wagner: Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika, 1870.
4) Artopé: Über augithaltige Trachyte der Anden, Inaug.-Diss. Göttingen 1872.
5) v. Rath, G.: Zeitschr. d. D. Geol. Ges. XXVII, 1875, p. 315: Der Andesit des Tunguragua.
6) Gümbel: Sitzungsber. d. math.-phys. Klasse d. Königl. Bayr. Akad. d. Wissensch., 1881, p. 321 Nachträge zu den Mitteilungen über die Wassersteine u. s. w.
7) Siemiradski: N. Jahrb. f. M., G. u. P., 1886. Beil. Bd. IV, p. 195: Geolog. Reisenotizen aus Ecuador.
8) Rosenbusch, H.: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, 1877, p. 120.

zusammenfassender Rückblick über sämtliche Tuffe am Platz, da grade die Tuffe sowohl für das Alter der einzelnen Lavaströme, als auch für ihre wechselseitigen Beziehungen Aufschluß geben könnten.

Weitaus am meisten verbreitet sind Gesteine mit ausgesprochen porphyrischer Struktur, die auf der einen Seite von saureren Gesteinen mit trachytischem Habitus, auf der anderen von basischeren mit basaltischem Habitus begrenzt werden.

Von wesentlichen Komponenten, d. h. solchen, die für die Einreihung der Gesteine ins System bestimmend sind, kommen in Betracht: Feldspat, insbesondere Plagioklas, Pyroxen, Hornblende, Glimmer, Quarz und Olivin.

Wenn auch die einzelnen Gesteinsklassen in den Anden vielleicht noch mehr wie sonstwo in einander übergehen und Zwischenfacies von einer großen Mannigfaltigkeit bilden, so war es mir doch im großen und ganzen möglich, unter Berücksichtigung von Struktur, wesentlichen Bestandteilen und Kieselsäuregehalt einer verhältnismäßig einfachen Gliederung zu folgen.

Es lassen sich folgende Gruppen unterscheiden:

1. Glimmer-(Hornblende-)Dacit	Struktur trachytisch
2. Glimmer-Andesit	bis 64 % SiO_2
3. (Quarz-)Hornblende-Andesit	Struktur andesitisch
4. Pyroxen-(Olivin-)Andesit	64—53 % SiO_2
5. Feldspatbasalt	Struktur basaltisch von 53 % SiO_2 ab.

Die Kieselsäureangaben entsprechen dem Mittel sämtlicher in der Literatur vorhandenen Analysen von Gesteinen aus den Anden, die ich mir zu dem Zwecke zusammenstellte.

Speziell bei der Abgrenzung des Dacits bin ich zu denselben Resultaten gelangt wie Küch,[1]) der einen Kieselsäuregehalt von 63,50 % für den kieselsäurereichsten Andesit resp. kieselsäureärmsten Dacit in Anspruch nimmt.

Auch Esch[2]) sagt von einem Amphibol-Dacit mit 64,08 % SiO_2, daß Quarz erst bei genauerer Betrachtung zu erkennen sei, sodaß auch in diesem Falle das Gestein auf der äußersten Grenze stehen dürfte.

In den früheren Arbeiten von Küch bis Young sind zwischen die einzelnen Gruppen noch Übergangsglieder eingeschoben. Jedoch sind diese Autoren wohl alle darin einig, daß es nur ein Notbehelf war.

---

[1]) cf. Küch, R.: l. c. p. 172.
[2]) cf. Esch, E.: l. c. p. 57.

Schon Lagorio, G. v. Rath, Gümbel und Siemiradski hatten z. B. mit Bezug auf das wechselnde Vorkommen der Mengen von Pyroxen- resp. Hornblende-Andesiten eine Trennung der beiden für naturwidrig und deshalb untunlich gehalten.[1] Wenn sie darin auch offenbar zu weit gegangen sind, denn es gibt in den Anden nachgewiesenermaßen reine Pyroxenandesitlaven und reine Hornblendeandesitlaven, die als selbständiges Ganzes figurieren, so ist andererseits sicherlich bei beiden eine große Neigung vorhanden, in einander überzugehen, sodaß es eventuell nicht zu entscheiden ist, ob man es mit einem Pyroxen führenden Hornblende-Andesit oder mit einem Hornblende führenden Pyroxen-Andesit zu tun hat. Struktur und Kieselsäuregehalt geben dann auch nur einen geringen oder gar keinen Anhalt. Die Struktur ist dieselbe und vom Kieselsäuregehalt läßt sich nur bestimmt sagen, daß die Hornblende den Kieselsäuregehalt nach oben hin beeinflußt, sodaß die Hornblende-Andesite mit accessorischem Quarz als die Verbindungsglieder zum Glimmer-Andesit und zum Dacit zu betrachten sind.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Übergängen vom Olivin führenden Pyroxen-Andesit zum Basalt.

Ganz abgesehen wird hierbei noch davon, daß eventuell zwei Schliffe von demselben Handstück ganz verschiedene Mengen von den fraglichen Mineralien liefern können.

Auf die genetischen Beziehungen zwischen Hornblende- und Pyroxen-Andesit brauche ich nicht näher einzugehen, da sich Esch[2]) darüber des weiteren ausgelassen hat.

Aus diesen Gründen habe ich es vorgezogen, die unsicheren Zwischenstufen nicht selbständig aufzuführen, sondern sie mit der einen oder anderen Hauptgruppe zu vereinigen. Es war das um so leichter, als in der Regel doch der eine der in Frage kommenden Bestandteile ausschlaggebend war.

Dacit.

Die Hauptrepräsentanten des Dacits haben ihre Heimat in der Quebrada de Punin in den Cerros de Yaruquies; es sind Glimmer-Dacite.

In hellgrauer bis gelblicher Grundmasse, die körniges, trachytisches Gefüge hat und sich rauh anfühlt, liegen als wesentliche Bestandteile weißer, glasiger Feldspat, fettglänzender Quarz, bis 15 mm groß, gewöhnlich als Dihexaëder ausgebildet, und sechsseitige Biotitblättchen. Nur ab und zu stellt sich eine vereinsamte Hornblende ein.

[1]) cf. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie 1894, II, p. 817.
[2]) cf. Esch, E.: l. c. p. 38.

Der Feldspat ist ein Plagioklas und gehört dem Andesin-Oligoklas—Oligoklas-Albit an.

Ungefähr stimmen hiermit die Angaben von F. v. Wolff[1]) überein, der den Feldspat in den chilenischen Daciten als Andesin-Oligoklas—Oligoklas festlegte. Die Werte wurden seinerzeit von C. Klein[2]) nach der Methode der Totalreflexion nachgeprüft.

Für den Quarz ist wesentlich, daß er makroskopisch auf den ersten Blick wahrnehmbar und ursprünglich, d. h. aus dem Magma selbst ausgeschieden ist. Wenn auch das Magma korrodierend einwirkte, so lassen die Durchschnitte fast immer noch die Dihexaëderform erkennen, wie das ja auch in der Natur der Sache begründet ist.

Nie ist er mit einem Augitresorptionsrand umgeben.

Auch an dem Aufbau der Grundmasse nimmt der Quarz einen entscheidenden Anteil. Er wurde hier nach der von Becke[3]) angegebenen Färbemethode nachgewiesen. Zusammen mit Plagioklas und Orthoklas bildet er ein gekörneltes, fast holokristallines Gefüge, das teilweise sphärolithisch ausgebildet ist.

Schon Küch sagt p. 69: „Ein besonderes Interesse beansprucht die Teilnahme des Quarzes an der Zusammensetzung der Grundmasse vieler dacitischer Laven, denn Gesteine, bei welchen der Quarz nicht allein in porphyrischen Individuen, sondern auch als mikroskopischer Gemengteil der Grundmasse auftritt, müssen als der eigentliche Typus der Dacite gelten.“ Auch macht Küch schon auf die stets vorhandene Dihexaëderform aufmerksam.

Mikrofelsit und ein helles Glas treten zurück, desgleichen fein verteiltes Erz.

Den Orthoklas in der Grundmasse ließ der Kaligehalt der Analyse vermuten, abgesehen von den vielen Feldspatleistchen, die orientiert auslöschten, keine Albitlamellen zeigten und ein etwas geringeres Brechungsvermögen als die Plagioklase aufwiesen.[4]) Bei Behandlung der Grundmasse mit Flußsäure und Platinchlorid ergab sich ebenfalls eine Kalireaktion, die nur von Orthoklas herrühren konnte. Somit dürfte derselbe in der Grundmasse bestimmt nachgewiesen sein. Es ist aber auch keineswegs ausgeschlossen, daß er ebenfalls, wenn auch in bescheidenem Maße, als Einsprengling vorkommt. Indessen ließen sich die verdächtigen Schnitte nicht mit Sicherheit identifizieren.

Der Glimmer ist stets frisch und zuweilen infolge von Druck gebogen.

Als accessorische Mineralien machten sich Apatit und Zirkon bemerkbar, auch als Einschlüsse in Glimmer und Feldspat.

[1]) von Wolff, F.: „Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles u. s. w.“, Inaug.-Diss., Berlin 1899, p. 77.
[2]) Klein, C.: Optische Studien, I, Sitzungsber. d. Königl. Preuß. Akad. d. Wissensch., Berlin 1899.
[3]) cf. Becke: l. c. p. 257, resp. 385.
[4]) cf. Becke: l. c. p. 385.

Die von Herrn Dr. Lindner freundlichst ausgeführte Analyse des Dacits von eingangs erwähntem Fundpunkte ergab folgendes Resultat:

SiO_2	=	71,32
TiO_2	=	0,35
Al_2O_3	=	16,52
Fe_2O_3	=	0,44
FeO	=	0,36
MgO	=	0,54
CaO	=	2,50
Na_2O	=	4,73
K_2O	=	2,42
P_2O_5	=	0,10
Geb. H_2O	=	0,82
Summa	=	100,10

Das spezifische Gewicht wurde von mir zu 2,62 bei 20 ° C. ermittelt.

Bei einem Vergleiche mit den bisher aus den Anden bekannten Dacitvorkommen stellen sich so schwerwiegende Unterschiede heraus, daß die Vermutung sehr nahe liegt, daß man es in ihnen teilweise nicht mit echten Daciten zu tun hat.

Schon die Farbe wird bei ersteren als dunkelgrau, braun, ja schwarz angegeben, die Struktur als dicht oder porös. Helle Färbung und trachytischen Habitus haben nur wenige Fundpunkte. Den wesentlichsten Unterschied bildet aber die Art und Weise des Auftretens des Quarzes und der lediglich durch ihn bedingte hohe Kieselsäuregehalt.

Nichts von kleinen, undeutlichen Einsprenglingen, die sich nur wenig deutlich von ihrer Umgebung abheben, sondern schöne, klare, idiomorph begrenzte Kristalle, die nicht mit glasigem Feldspat zu verwechseln sind, kommen vor. Dazu die entscheidende Beteiligung am Aufbau der Grundmasse, durch die vor allen Dingen der hohe Kieselsäuregehalt resultiert.

Wenn es nach Rosenbusch sehr oft Andesite gibt mit einem so hohen Kieselsäuregehalt, daß er zur Ausscheidung von Quarz führen muß, so entspricht das für die Anden nur in beschränktem Maße und hat höchstens für die Übergangsglieder, also für den Quarz führenden Hornblende-Andesit und den Glimmer-Andesit, Gültigkeit. Beide spielen aber nur eine bescheidene Rolle. Von sämtlichen übrigen Pyroxenandesitanalysen, die in der Andenliteratur vorhanden, sind die beiden höchsten Kieselsäureangaben 66,06 % und 65,09 %. Da mir dieselben für Pyroxen-Andesite unverhältnismäßig hoch vor-

kamen, prüfte ich an den betreffenden Originalstücken, die Artopé und Abich zu ihren Untersuchungen gedient hatten und die im hiesigen Institut aufbewahrt werden, nach und fand, daß der Kieselsäuregehalt bei letzterem Gestein um 1½ %, bei ersterem beinahe um 10 % fiel.

Das erste Gestein stammt vom Tunguragua und wurde von Artopé[1]) analysiert. Auffällig ist, daß sich die Artopé'sche Analyse so lange in der Literatur erhalten hat, obgleich von demselben Gestein noch eine Gümbel'sche[2]) Analyse vorhanden ist, die den Kieselsäuregehalt richtig angibt. Schon Bücking[3]) macht in seinem Referat auf den Widerspruch aufmerksam.

Das zweite Gestein wurde vom Chimborazo gesammelt. Klautzsch[4]) führt es als Pyroxen-Andesit auf, während es Abich,[5]) der es auch analysierte, als Hornblende führenden Pyroxen-Andesit bezeichnet.

Herr Dr. Lindner fertigte von beiden Gesteinen neue Analysen an. Die Resultate differieren wie folgt.

1. Gestein vom Tunguragua:

	Dr. Lindner	Artopé	Gümbel
$Si O_2$	= 56,23	66,060	56,50
$Ti O_2$	= 0,48	—	—
$Al_2 O_3$	= 15,25	15,643	15,06
$Fe_2 O_3$	= 6,13	Mn O = 0,714	13,52
Fe O	= 3,60	3,900	
Mg O	= 5,38	2,568	2,72
Ca O	= 7,35	4,554	6,23
$Na_2 O$	= 4,18	3,998	4,55
$K_2 O$	= 1,50	2,356	1,35
$H_2 O$	= 0,23	0,298	0,30
Summa	= 100,33	100,091	100,23

Das spez. Gew. bestimmte ich zu 2,77 bei 20° C.

---

[1]) cf. Artopé: l. c.

[2]) cf. Gümbel: l. c., p. 360.

[3]) Bücking: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1882, II, p. 59 der Referate.

[4]) Klautzsch, A.: „Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere“, Berlin 1898, p. 292 und in: W. Reiss u. A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika, Das Hochgebirge der Republik Ecuador I, 1892—1898, p. 292.

[5]) Abich, H.: Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen, Braunschweig 1841, p. 52.

2. Gestein vom Chimborazo:

	Dr. Lindner	Abich
SiO_2	= 63,73	65,09
TiO_2	= 2,48	—
Al_2O_3	= 17,17	15,58
Fe_2O_3	= 4,06	3,83
FeO	= 0,61	1,73
MgO	= 1,29	4,10
CaO	= 2,65	2,61
Na_2O	= 4,53	4,46
K_2O	= 2,11	1,99
H_2O	= 0,83	0,41 (+ Chlor)
Summa	= 99,46	99,80
spez. Gew.		2,68

Das spezifische Gewicht fand ich zu 2,67 bei 20° C.

Demnach sind die älteren Analysen nicht mehr zu verwerten.

Zum Schluß noch ein Wort über den Kieselsäuregehalt von bisher beschriebenen Dacite. Es werden Werte angegeben, die bis auf ca. 55 % herunter gehen. Ich glaube kaum, daß man es hier mit einem Gestein zu tun hat, in dem der Quarz wesentlicher Bestandteil ist.

Außerdem kommt er noch in Gesellschaft von Olivin vor. In derartigen Fällen hat man den Quarz wohl als Fremdling vor sich. Zu dem Charakter des Gesteins steht er in keinerlei Beziehung und man wird ein Gestein wegen eines derartigen Quarzgehaltes niemals Dacit nennen können, sondern es als Quarz und Olivin führenden Andesit bezeichnen müssen.

Die typischsten aller bis jetzt aus den Anden vorliegenden Dacite sind in dem Vorkommen von Yaruquíes vertreten mit einem Kieselsäuregehalt von über 70 %.

Andesit.

I. Glimmer-Andesit.

Die bisherige Erfahrung, daß die Glimmer-Andesite in den Anden nur eine geringe Verbreitung haben, fand auch ich für das von mir untersuchte Gebiet bestätigt. Von den 500 Handstücken sind kaum ein Dutzend zum Glimmer-Andesit zu stellen.

Bis auf eine einzige Ausnahme weisen alle übrigen hierher gehörigen Laven eine helle Färbung auf. In dichter, bisweilen silifizierter Grundmasse treten die Einsprenglinge zurück, von denen nur Feldspat und Glimmer zu nennen sind. Angit und Hornblende fehlen wohl gänzlich.

Die Dimensionen des Feldspates gehen nicht über 5 mm hinaus. In einem Vorkommen aus der Quebrada Ulva b. Hacienda Ulvilla, zum Eruptionsgebiet des Tungurагua zählend, macht der Feldspat einen äußerst frischen mikrotinartigen Eindruck. Im übrigen ist er mehr trüb, auch durch Eisenlösungen gelblich gefärbt. Meist ist er tafelförmig nach $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ entwickelt.

Der Glimmer ist von braunglänzender Farbe, die kleinen Kristalle zeigen eine sechsseitige Umgrenzung.

U. d. M. erweisen sich die Feldspate als sauer, sie sind aus der Reihe des Andesin—Oligoklas. Viele Kristalle haben nahezu orientierte Auslöschung. Auffallend ist das Zurücktreten der Zonarstruktur. Auch sind sie frei von Einschlüssen. Die Einsprenglinge sind klein und wenig zahlreich.

Sanidin konnte mit Sicherheit nicht festgestellt werden.

Der Glimmer ist ein Biotit mit kleinem Achsenwinkel. Häufig ist er durch mechanische Ursachen gebogen, oder er zeigt sechsstrahlige Druckfiguren,[1]) z. B. in dem oben angeführten Gestein aus der Quebrada Ulva. Dagegen sind magmatische Korrosionen selten und beschränken sich auf die äußere Randzone.

Die Grundmasse ist ein graues, gekörneltes Glas mit Feldspatmikrolithen, des öfteren reichert sie sich zu einem mit Glas durchtränkten Mikrolithenfilz an.

Von anderen Grundmassenbestandteilen, die aber nur sporadisch auftreten, kommen Erz, Apatit und Zirkon in Betracht.

Das Erz kann in fein verteiltem Zustande in solchen Mengen am Aufbau der Grundmasse sich beteiligen, daß es eine Schwarzfärbung des Gesteins veranlaßt, wie es bei dem als einzige Ausnahme oben angeführten dunklen Handstück der Fall ist, welches sich im Schliff lediglich als eine besonders erzreiche Fazies erweist.

Apatit ist in einzelnen kleinen, z. T. bestäubten Kriställchen anwesend.

Zirkon macht sich mit scharfen Umgrenzungen bemerkbar.

Die Grundmasse beherbergt gelegentlich schichtartig angeordnete, langgezogene Gasporen, die noch deutlich eine Fluidalstruktur erkennen lassen.

Die Glimmer-Andesite stehen als die sauersten Glieder der eigentlichen Andesit-

[1]) Die Strahlen stehen auf den 6seitigen Begrenzungselementen senkrecht.

familie dem Dacit sehr nahe, dementsprechend ist auch ihr Kieselsäuregehalt beträchtlich. Ein aus der Quebrada Ulva stammendes Handstück lieferte 67,47 % SiO_2.

Ähnliche Resultate fand Young,[1]) der einen Glimmer-Andesit vom Nord-West-Fuß der Inca-loma, Fußgebirge des Cotopaxi, mit 69 % angibt.

Nach der basischen Seite hin vermitteln die Glimmer führenden Gesteine den Übergang zu den Hornblende-Andesiten.

II. Hornblende-Andesit.

Schon Küch[2]) ist der Ansicht, daß die Definition eines Hornblendeandesits nicht allein von der Menge der Hornblende, sondern auch von der Art ihres Auftretens abhängig sei.

Entsprechend dem Vorkommen des Pyroxens in der Grundmasse der Pyroxen-Andesite, verlangt er auch eine Teilnahme der Hornblende an der Zusammensetzung der Grundmasse in ausgesprochenen Hornblendeandesiten. Und mit Recht. Nur ist dabei zu berücksichtigen, daß, wenn man z. B. in einem reichlich Hornblende führenden Gestein keine oder nur wenig Hornblende in der Grundmasse findet, es sich dennoch um einen echten Hornblende-Andesit handeln kann und nicht etwa um einen Pyroxen-Andesit mit Hornblendegehalt, da die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, daß der dann sicher in der Grundmasse enthaltene Augit lediglich Resorptionsprodukte der Hornblende darstellt, also ursprünglich als Hornblende in der Grundmasse vorhanden war.

Aus derselben Ursache ist es auch von einem Hornblende-Andesit nicht unbedingt erforderlich, daß er vollkommen pyroxenfrei sei, wie das Küch[3]) glaubt. Außer dem Augit in der Grundmasse kann auch der als Einsprengling vorkommende Augit dem Zerfall der Hornblende sein Dasein verdanken.

Da es nicht immer möglich sein wird, bestimmt festzustellen, ob der Pyroxen von der Hornblende herrührt, oder ob er als solcher aus dem Magma selbst auskristallisiert ist, so war dies ein weiterer Grund für mich, die Zwischenstufen von Hornblende führendem Pyroxen-Andesit und Pyroxen führendem Hornblende-Andesit fallen zu lassen.

Bei den allgemeinen Betrachtungen, die ich den petrographischen Untersuchungen der Gesteinsklassen vorausschickte, habe ich bereits betont, daß außerdem bei Hornblende-Andesit und Pyroxen-Andesit eine große Neigung vorhanden ist, in einander überzugehen,

---

[1]) cf. Young: l. c., p. 273.
[2]) cf. Küch: l. c., p. 41 und 45.
[3]) cf. Küch: l. c., p. 48.

wie das ja auch von so nahe verwandten Gesteinen nicht anders erwartet werden kann. Auch aus diesem Grunde kann also ein Hornblende-Andesit recht wohl Pyroxen zeigen.

Wie der Hornblende-Andesit nach der basischeren Seite hin — denn auf solcher stehen die Pyroxen-Andesite trotz mancher Ausnahmen, wie wir weiter unten sehen werden — zahlreiche Übergangsstadien aufweist, so sind auch Übergänge nach der saureren Seite hin, zu den Glimmer-Andesiten, zu beobachten; allerdings bei weitem weniger zahlreich, da der Glimmer-Andesit überhaupt seltener ist.

Kommt vollends noch ein accessorischer Gehalt von ursprünglichem Quarz hinzu, so scheint auch die Verbindung mit dem Dacit hergestellt zu sein.

Mit diesen Quarz führenden Hornblende-Andesiten dürfen nach meiner Ansicht nicht die mehrfach aus den Anden beschriebenen Hornblendeandesitgesteine, die neben Quarz noch Olivin enthalten, verwechselt werden. Beim Quarz und Dacit habe ich nachzuweisen gesucht, daß es sich in diesen Fällen um Fremdlingsquarze handeln dürfte, die in keine Beziehung zu dem Charakter des Gesteins gebracht werden können.

Was nun den Kieselsäuregehalt der Hornblende-Andesite anbetrifft, so liegt die Grenze nach dem Dacit hin bei 64 %. Zum Pyroxen-Andesit hin ist eine scharfe Trennung unmöglich. Im großen und ganzen kann nur gesagt werden, daß die Hornblende-Andesite die saureren Typen repräsentieren, während die Pyroxen-Andesite mehr basisch sind. Dies ergibt sich aus den zahlreichen von Andesitgesteinen vorhandenen Analysen.

Jedoch kommen auch Pyroxengesteine vor, die einen höheren Kieselsäuregehalt haben, wie manche Hornblendeandesitgesteine. Dies beweist u. a. das oben angeführte, von Abich und Lindner analysierte Gestein vom Chimborazo, mit 63,73 % SiO_2, welches also beinahe die für den Hornblende-Andesit angegebene Grenze erreicht, während andererseits ein von Schwager[1]) analysierter Hornblende-Andesit von der Süd-Ost-Seite des Chimborazo bis auf 58 % SiO_2 heruntergeht.

Wie aus der Einleitung ersichtlich, haben die Hornblende-Andesite einen größeren Anteil an der Zusammensetzung der verschiedenen Vulkangebiete als die Glimmerandesite.

Die Einsprenglinge, Hornblende und Plagioklas, treten aus der meist hellgrauen, oft durch Verwitterung purpurn gefärbten Grundmasse deutlich hervor. Ausnahmsweise sind auch kleinere Angite, Quarze und Biotite makroskopisch sichtbar.

U. d. M. ist der Charakter der Feldspate sehr wechselnd. Es wurden Einsprenglinge mit Auslöschungsschiefen gemessen, die Mischungsgliedern vom Bytownit—Andesin-Oligoklas entsprechen.

[1]) cf. Gümbel: l. c. p. 310—312.

Die Hornblende zeigt alle die bei ihrer Mineralbeschreibung erwähnten Eigenschaften. Nur in wenigen Hornblende-Andesiten ist die Hornblende völlig unversehrt, ohne jegliche Resorptionserscheinungen, und zwar gilt dies hauptsächlich von der grünen Varietät. Als Beispiele mögen die Vorkommen am Rio Molobog, südlich des Azuay, Erwähnung finden. Derartige Laven sind aber, wie gesagt, nicht allzu häufig, vielmehr zeigen die Kristalle in der Regel die bekannten Zerfallerscheinungen.

Beim Augit ist es in vielen Fällen an dem ganzen Habitus: rundliche, formlose Aggregate, umschlossene Reste von Hornblende u. s. w., auf den ersten Blick zu erkennen, daß er aus Hornblende herrührt, in vielen Fällen ist es aber nicht zu entscheiden.

Quarz und Biotit zeigen keine besonderen Merkmale.

Die Grundmasse ist hyalopilitisch. Hornblende kommt neben Feldspat sowohl in idiomorph begrenzten Schnitten wie als Fetzen vor.

Bemerkenswert ist das Auftreten von Tridymit in bedeutenden Mengen.

Accessorisch sind Apatit und Zirkon gewöhnlich.

III. Pyroxen-Andesit.

Wie in den übrigen Andengebieten, so macht der Pyroxen-Andesit auch in den von mir behandelten den Hauptbestandteil aus.

Der größte Teil von den Handstücken zeigt eine ausgesprochen porphyrische Entwickelung von allen möglichen Färbungen, vom hellen Grau bis zum tiefen Schwarz. Daneben kommen sowohl dichte wie poröse Laven ohne merkliche Einsprenglinge vor.

Makroskopisch fallen Feldspat und Pyroxen auf. Von geringerer Bedeutung sind Hornblende und Olivin, die dann die Zwischenfazies zum Hornblende-Andesit, resp. zum Basalt herstellen. Quarz fehlt in reinen Pyroxen-Andesiten.

Während reine Hornblende-Andesite nicht an allzuviel Fundpunkten vertreten waren, sind reine Pyroxen-Andesite in allen Eruptionsgebieten zu finden. Ebenso zahlreich sind aber auch einerseits die Übergänge zum Hornblende-Andesit, andererseits zum Basalt.

Schon bei der Beschreibung des Hornblende-Andesits wurde hervorgehoben, daß eine scharfe Trennung des Hornblende-Andesits vom Pyroxen-Andesit nach dem Kieselsäuregehalt wegen der Häufigkeit der Übergänge nicht durchführbar ist. Im allgemeinen läßt sich aber wohl sagen, daß der Kieselsäuregehalt bei den Pyroxen-Andesiten zwischen 57—60 % schwankt.

In der Literatur ist bereits eine Analyse von einem reinen Pyroxen-Andesit aus den vorliegenden Gebieten vorhanden. Das Material dazu stammt von einem Handstück,

welches A. v. Humboldt vom Tunguragua mitbrachte. Die Analyse wurde von Artopé[1]) ausgeführt. Herr Dr. Boehm war so freundlich, dieselbe zu kontrollieren.

		Dr. Boehm	Artopé
$Si\,O_2$	=	57,25	58,353
$Al_2\,O_3$	=	17,18	16,742
$Fe\,O$	=	6,60	6,714
$Mn\,O$	=	0,57	0,542
$Mg\,O$	=	4,31	4,839
$Ca\,O$	=	6,29	6,807
$Na_2\,O$	=	4,71	4,686
$K_2\,O$	=	2,75	1,184
$P_2\,O_5$	=	0,25	—
$H_2\,O$	=	0,59	0,310
Summa	=	100,50	100,177
spez. Gew.	=		2,746

Das spez. Gew. ermittelte ich zu 2,71 bei 20° C.

Abich[2]) hat dasselbe Gestein untersucht und gibt den $Si\,O_2$ gehalt mit 57,40 % an und das spez. Gew. zu 2,79.

Sicherer hingegen läßt sich die Abgrenzung des Pyroxen-Andesits nach der basischen Seite hin ziehen.

Die den reinen Pyroxen-Andesiten noch am nächsten stehenden Laven mit einem geringen Olivingehalt, der nur in vereinzelten, zerstreuten Einsprenglingen besteht, weisen einen prozentualen Kieselsäuregehalt von 55,82 % auf. Die Probe stammt aus der Quebrada Quincuyacu in der Cordillera de Cebadas. Je größer der Olivingehalt wird und dementsprechend kleiner der Kieselsäuregehalt, verschwinden die andesitischen Strukturen, das Gestein nimmt immer mehr und mehr den Basaltcharakter an. Man kann die Grenze vielleicht bei 53 % $Si\,O_2$ festlegen. Davon mehr beim Basalt selbst.

U. d. M. erweist sich der Feldspat in den reinen Pyroxen-Andesiten als basisch von der Zusammensetzung des Bytownit—Labrador. In den Hornblende führenden Varietäten kann er aber an Acidität bis zum Andesin-Oligoklas zunehmen. An Menge vertritt er die erste Stelle, er ist stets sowohl als Einsprengling, wie in der Grundmasse anwesend.

Von Mineralien der Pyroxengruppe kommen Augit und Hypersthen in gleicher

[1]) cf. Artopé: l. c.

[2]) cf. Abich: l. c. p. 115.

Weise in Betracht. Wenn auch der monokline Angit das Übergewicht zu haben pflegt, so ist eine Teilung in Angit-Andesit und Hypersthen-Andesit hier nicht angebracht, da die Mengenverhältnisse zu sehr dem Wechsel unterworfen sind. Am Aufbau der Grundmasse sind beide als Leistchen und Körnchen beteiligt.

Die Erscheinungsweisen von Hornblende und Olivin, die nur als Einsprenglinge, niemals als Bestandteile der Grundmasse zu beobachten sind, haben nichts Absonderliches.

Erz ist in größeren Partien wie in fein verteiltem Zustande eine ständige Erscheinung.

Tridymitnester haben nicht mehr die Bedeutung wie in den Hornblende-Andesiten, in denen sie unter Umständen einen wesentlichen Bestandteil der Grundmasse ausmachen konnten.

Apatitnadeln weisen die meisten Schliffe auf, Zirkon dagegen wird selten.

Die Grundmasse ist von einer großen Mannigfaltigkeit. In der Quantität ist sie den Einsprenglingen fast immer überlegen, seltener halten sich beide das Gleichgewicht. Bald sind die Einsprenglinge in größeren Kristallen scharf getrennt von der Grundmasse, bald gehen sie durch Abnehmen der Dimensionen allmählich in dieselbe über.

Wenn auch in bescheidenem Maße, so ist Glas doch immer zugegen und ergibt dann mit den Mikrolithen von Feldspat, Pyroxen und Erz eine pilotaxitische Ausbildung.

Vollkommen holokristalline Entwickelungen der Grundmasse sind kaum zu konstatieren gewesen.

Die häufigste Art der Ausbildung ist aber die hyalopilitische. In einem mehr oder weniger dunkelbraun gefärbten Glase liegen zahlreiche Mikrolithen.

Verdichten sich dieselben bis zu einem gleichmäßigen Gewirr, so geht aus der hyalopilitischen Ausbildung der glasgetränkte Mikrolithenfilz hervor.

Durch Zurücktreten der Mikrolithen wird das Glas zum Hauptfaktor und es entsteht die vitrophyrische Struktur.

Die Grundmasse ist zuweilen braun gefärbt, indem die in ihr enthaltenen Augitchen Verwitterungseinflüssen ausgesetzt gewesen sind und Brauneisen abgeschieden haben.

Von weiteren Zersetzungsprodukten sind Serpentin und Kalkspat zu nennen. Letzterer zeigt schön das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz, z. B. in einem Vorkommen von der Rückwand von Pujin, in der Cordillera de Pillaro.

Basalt.

Begrenzt werden die Pyroxen-Andesite nach der basischen Seite von Gesteinen, die nach Struktur, Mineralbestandteilen und Kieselsäuregehalt als Olivin führende Feldspatbasalte zu bezeichnen sind

In äußerst dichter, feinkristalliner Grundmasse sind Einsprenglinge nur schwer zu unterscheiden. Glänzende Schmitzen lassen sich erst bei genauerer Betrachtung als Feldspat deuten. Augit und Olivin sind nur spärlich in dunkelgrünen, beziehungsweise ölgrünen Individuen ausgebildet. Gelbe Fleckchen bestehen aus Serpentin und rühren von verwittertem Augit und Olivin her.

Den Kieselsäuregehalt eines Handstückes aus der Quebrada de la Chorera am Sangay fand ich zu 51,41 %, den eines anderen Handstücks vom Paso de Caseron auf dem Rücken der Loma, rechte Seite des Rio blanco, zu den Eruptionsmassen des Altar gehörig, zu 52,39 %.

Wenn die Grenze für den Kieselsäuregehalt der Basalte nach oben hin auf 53 % gelegt wurde, so geschieht das in Übereinstimmung mit früheren Autoren, so analysierte Young[1]) z. B. einen Basalt vom Rumiñahui, Südumwallung des Panango Hondon, zu 52,92 % $Si\,O_2$.

U. d. M. zeigt sich, daß der Feldspat im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Gesteinsklassen seine häufig tafelförmige Gestalt verliert und dafür in kurzen, gedrungenen Leisten auftritt, die deutliche Albitlamellierung und zonaren Aufbau erkennen lassen. Oft sind die Einsprenglinge durch Grundmasseneinschlüsse getrübt.

Der Feldspath ist ein basischer Plagioklas, von der Zusammensetzung des Bytownit—Labrador. An Menge überragt er die anderen Einsprenglinge um ein Beträchtliches.

Pyroxen ist in größeren, gut entwickelten Individuen sowohl als monokliner Augit, wie als Hypersthen auskristallisiert. Neben gelegentlichem zonaren Aufbau, wie in dem Handstück von der Quebrada de la Chorera (Sangay), bietet er keine bemerkenswerten Eigentümlichkeiten.

Olivin ist in schönen, frischen Kristallen vorhanden, in typischer Tönnchenform. Der Menge nach steht er dem Pyroxen in vielen Fällen gleich.

Erz ist nur in kleineren Körnchen auffindbar. Andere Mineralien sind nicht zugegen, auch nicht als Bestandteile der Grundmasse.

[1]) cf. Young, A.: l. c., p. 243.

Die Grundmasse selbst ist fast holokristallin zu nennen. Nur selten nimmt ein dunkelbraunes Glas einen größeren Raum ein.

Ist die Grundmasse fast holokristallin, so pflegt sie im wesentlichen aus Plagioklas, Pyroxen, Olivin und Erz zusammengesetzt zu sein. Die Plagioklase sind dickleistenförmig entwickelt und liegen divergentstrahlig angeordnet. Die Zwischenräume füllen in erster Linie Pyroxenkörnchen aus, dazu gesellt sich in wechselnden Mengen Olivin und Erz. Die Struktur ist demnach typisch diabasisch-körnig, dabei ist aber der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmasse meist deutlich sichtbar.

In den Fällen, wo braunes Glas eine größere Rolle in der Grundmasse spielt, wird die diabasisch-körnige Struktur natürlich weniger scharf ausgeprägt sein, es nähert sich dann der Typus mehr den vitrophyrischen Basalten.

Als Beispiel für die holokristalline Entwickelung kann das oben erwähnte Vorkommen vom Paso de Caseron gelten, für die vitrophyrische das Vorkommen aus der Quebrada de la Chorera.

Teilweise sind die Basalte weitgehend serpentinisiert, sodaß die Dünnschliffe wie mit einem Netz von Serpentinmaschen überzogen erscheinen.

Zusammenstellung der Resultate.

1. Der Zerfall der Hornblende erfolgt in der von Esch angegebenen Weise allein durch Wärmewirkung. Damit verbunden kann aber gleichzeitig eine Resorption der Hornblende stattfinden, bei der die Grundmasse sich an der Reaktion beteiligt. Es hängt von der chemischen Zusammensetzung der Grundmasse ab, ob neben Augit und Erz auch Feldspat und Tridymit als Neubildung hervorgehen kann.
2. Tridymit wird sich bilden, wenn die Grundmasse an Kieselsäure nahezu gesättigt ist.
3. Tridymit bildet sich auch bei der Resorption von Plagioklas in den Fällen, wo die Grundmasse noch fähig ist, Kalk aufzunehmen, aber die freiwerdende Kieselsäure nicht zu binden vermag.

4. In dem hier beschriebenen Gebiet und wohl auch in anderen Teilen der Anden lassen sich die Laven nach ihrem Kieselsäuregehalt, nach ihren wesentlichen Mineralbestandteilen und nach ihrer Struktur in folgende Abteilungen unterbringen.

1. Glimmer-(Hornblende-)Dacit	Struktur trachytisch
2. Glimmer-Andesit	bis 64 % SiO_2
3. (Quarz-)Hornblende-Andesit	Struktur andesitisch
4. Pyroxen-(Olivin-)Andesit	64—53 % SiO_2
5. Feldspatbasalt	Struktur basaltisch von 53 % SiO_2 ab.

5. Typische Dacite sind in den Anden verhältnismäßig spärlich vertreten. Ein echter Repräsentant ist das Vorkommen von Punin in den Cerros de Yaruquíes. Ein Teil der bisher beschriebenen Dacitgesteine sind keine echten Dacite, man bezeichnet sie besser als quarzführende Andesite. Der Quarzgehalt derselben dürfte vielfach exogener Natur sein.

C. Zusammenstellung der Fundpunkte.

Cordillera de Píllaro.

Glimmer-Andesit.

Rio Guapante.

No. 1987. Das hellgraue, zersetzte Handstück zeigt Einsprenglinge von Biotit und mikrotinartigem Plagioklas. Der Glimmer hat starken Pleochroismus. Kleine Zirkone mit sehr hohem Relief und außerordentlich starker Doppelbrechung sind teilweise idiomorph ausgebildet.

Die Grundmasse wirkt kaum auf das polarisierte Licht ein, ist fast gänzlich opalisiert und nur einzelne Partien zeigen gekörneltes Gefüge feldspatiger Natur. Stellenweise ist sie von Eisenhydroxyd durchtränkt. — Das Geröll wurde auf dem Wege von Latacunga nach Píllaro bei Taravita, 2702 m, gesammelt.

No. 1986. Ein weißer, flasriger Bimsstein mit spärlichen Biotitblättchen dürfte nur eine Varietät des vorigen Stückes sein. Die Grundmasse bildet ein farbloses Glas

mit schichtartig angeordneten, langgezogenen Gasporen, die noch deutlich eine Fluidalstruktur erkennen lassen. Einsprenglinge fehlen.

Hornblende-Andesit.

Rio Guapante.

No. 1988. Das bereits stark zersetzte Gestein hat ein bräunlich-gelbes Aussehen. Die regelmäßig verteilten Feldspate zeigen als Verwitterungsprodukt reichlich Kaolin. Hornblende ist nur spärlich vorhanden und meistens außen resorbiert. In der fast holokristallinen, durch Eisenhydroxyd gefärbten Grundmasse liegen zahlreiche kleine Nester von Tridymit. — Fundort wie bei No. 1987.

No. 1990. Hellgraues, fast schieferiges Geröll ebendaher. Einsprenglinge treten zurück; nur vereinzelte größere, lamellierte Plagioklase kommen vor; die Hornblende ist klein und total zersetzt. In der Grundmasse liegen stiefelknechtförmige Plagioklasskelette in farblosem Glas.

No. 1991. Die blaugraue dichte Lava führt makroskopisch vereinzelte mikrotinartige Feldspate und winzige Eisenkieskriställchen. In der hyalopilitischen Grundmasse zeigen sich reichlich Plagioklasleisten und kleine Augite, von denen ein Teil wegen ihrer orientierten Auslöschung zum Hypersthen gehört. Wohl nur eine Abart von No. 1990.

No. 1993. Dasselbe gilt von der durch Verwitterung äußerlich purpurn gefärbten Probe, deren Feldspatleisten im Schliff eine fluidale Anordnung aufweisen.

No. 1994. Ist etwas dichter und nicht verwittert, sondern hat die ursprüngliche graue Färbung.

Die vorstehenden Gesteine, am Rio Guapante gesammelt, sind wohl aus den älteren Tuffmassen des Cotopaxi durch den Rio Cutuchi angeschwemmt.[1])

Pyroxen-Andesit.

Rio Pulapuchan.

No. 1982. Auf dem Wege von Pillaro nach Ambato kommt eine schwarzgraue, blasige Lava vor. Als Einsprenglinge fallen auf: glasige, frische Plagioklase, dunkelgrüne Augite und buntangelaufene Kiese in kleinen Partikelchen. U. d. M. liegen in einem dunkelbraunen Glase ı ä gestreckte Plagioklase, die reichlich Albitlamellierung haben. Augit und Hypersthen sind in größeren Einsprenglingen vorhanden. Ersterer mit hoher Doppelbrechung und großen Auslöschungsschiefen, letzterer mit niedriger Doppelbrechung

[1]) W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador II, p. 70.

4. In dem hier beschriebenen Gebiet und wohl auch in anderen Teilen der Anden lassen sich die Laven nach ihrem Kieselsäuregehalt, nach ihren wesentlichen Mineralbestandteilen und nach ihrer Struktur in folgende Abteilungen unterbringen.

1. Glimmer-(Hornblende-)Dacit	Struktur trachytisch
2. Glimmer-Andesit	bis 64 % SiO_2
3. (Quarz-)Hornblende-Andesit	Struktur andesitisch
4. Pyroxen-(Olivin-)Andesit	64—53 % SiO_2
5. Feldspatbasalt	Struktur basaltisch von 53 % SiO_2 ab.

5. Typische Dacite sind in den Anden verhältnismäßig spärlich vertreten. Ein echter Repräsentant ist das Vorkommen von Punin in den Cerros de Yaruquíes. Ein Teil der bisher beschriebenen Dacitgesteine sind keine echten Dacite, man bezeichnet sie besser als quarzführende Andesite. Der Quarzgehalt derselben dürfte vielfach exogener Natur sein.

C. Zusammenstellung der Fundpunkte.

Cordillera de Píllaro.

Glimmer-Andesit.

Rio Guapante.

No. 1987. Das hellgraue, zersetzte Handstück zeigt Einsprenglinge von Biotit und mikrotinartigem Plagioklas. Der Glimmer hat starken Pleochroismus. Kleine Zirkone mit sehr hohem Relief und außerordentlich starker Doppelbrechung sind teilweise idiomorph ausgebildet.

Die Grundmasse wirkt kaum auf das polarisierte Licht ein, ist fast gänzlich opalisiert und nur einzelne Partien zeigen gekörneltes Gefüge feldspatiger Natur. Stellenweise ist sie von Eisenhydroxyd durchtränkt. — Das Geröll wurde auf dem Wege von Latacunga nach Píllaro bei Taravita, 2702 m, gesammelt.

No. 1986. Ein weißer, flasriger Bimsstein mit spärlichen Biotitblättchen dürfte nur eine Varietät des vorigen Stückes sein. Die Grundmasse bildet ein farbloses Glas

mit schichtartig angeordneten, langgezogenen Gasporen, die noch deutlich eine Fluidalstruktur erkennen lassen. Einsprenglinge fehlen.

Hornblende-Andesit.

Rio Gnapante.

No. 1988. Das bereits stark zersetzte Gestein hat ein bräunlich-gelbes Aussehen. Die regelmäßig verteilten Feldspate zeigen als Verwitterungsprodukt reichlich Kaolin. Hornblende ist nur spärlich vorhanden und meistens außen resorbiert. In der fast holokristallinen, durch Eisenhydroxyd gefärbten Grundmasse liegen zahlreiche kleine Nester von Tridymit. — Fundort wie bei No. 1987.

No. 1990. Hellgraues, fast schieferiges Geröll ebendaher. Einsprenglinge treten zurück; nur vereinzelte größere, lamellierte Plagioklase kommen vor; die Hornblende ist klein und total zersetzt. In der Grundmasse liegen stiefelknechtförmige Plagioklasskelette in farblosem Glas.

No. 1991. Die blaugraue dichte Lava führt makroskopisch vereinzelte mikrotinartige Feldspate und winzige Eisenkieskriställchen. In der hyalopilitischen Grundmasse zeigen sich reichlich Plagioklasleisten und kleine Augite, von denen ein Teil wegen ihrer orientierten Auslöschung zum Hypersthen gehört. Wohl nur eine Abart von No. 1990.

No. 1993. Dasselbe gilt von der durch Verwitterung äußerlich purpurn gefärbten Probe, deren Feldspatleisten im Schliff eine fluidale Anordnung aufweisen.

No. 1994. Ist etwas dichter und nicht verwittert, sondern hat die ursprüngliche graue Färbung.

Die vorstehenden Gesteine, am Rio Gnapante gesammelt, sind wohl aus den älteren Tuffmassen des Cotopaxi durch den Rio Cutuchi angeschwemmt.[1])

Pyroxen-Andesit.

Rio Pulapuchan.

No. 1982. Auf dem Wege von Pillaro nach Ambato kommt eine schwarzgraue, blasige Lava vor. Als Einsprenglinge fallen auf: glasige, frische Plagioklase, dunkelgrüne Augite und buntangelaufene Kiese in kleinen Partikelchen. U. d. M. liegen in einem dunkelbraunen Glase ∥ a gestreckte Plagioklase, die reichlich Albitlamellierung haben. Augit und Hypersthen sind in größeren Einsprenglingen vorhanden. Ersterer mit hoher Doppelbrechung und großen Auslöschungsschiefen, letzterer mit niedriger Doppelbrechung

[1]) W. Reiss u. A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador II, p. 70.

und schwachem Pleochroismus. Als Begrenzungsflächen treten beim Hypersthen auf: $\infty P \bar{\infty}$ (100), $\infty P \breve{\infty}$ (010), ∞P (110); der Augit hat wenig deutliche Formen, ab und zu Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty}$ (100). Beide Pyroxene sind gelegentlich verwachsen.

No. 1984. In derselben Gegend stößt man auf eine mächtige Lava von hellgrauer Farbe und dichtem Gefüge mit vereinzelten Blasenräumen; als Einsprenglinge sind bis 10 mm große Feldspate mit makroskopisch wahrnehmbarer Zwillingsstreifung bemerkenswert, ferner schwarzgrüne Augite. Im Schliff sieht man in einer größtenteils hyalopilitischen Grundmasse Plagioklasleisten, Pyroxenkörner und drei- bis viereckige Magnetitchen.

No. 1985. Auf dem Abstieg von Píllaro nach dem Rio Pulapuchan begegnet man einer schwarzen, schlackigen Lava von hakigem Bruch mit zahlreichen, mehrere mm großen Einsprenglingen von mikrotinartigem Feldspat. U. d. M. finden sich in einem dunkelbraunen Glase winzige Plagioklasmikrolithen, stellenweise mit Fluctualerscheinungen. Der Feldspat hat Lamellierung nach Albit- und Periklingesetz und Zonarstruktur; teils ist er $\parallel$ ä gestreckt, teils tafelförmig nach $M = \infty P \breve{\infty}$ (010) entwickelt. Pyroxen tritt zurück.

Rio Guapante.

No. 1989 und 1992. Zu Taravita, 2702 m, zwischen Latacunga und Píllaro, trifft man auf dunkelgraue dichte Gerölle mit kleineren und größeren Blasenräumen, die stellenweise mit sekundärer Substanz ausgefüllt sind. Die hellen Partikelchen brausen mit Salzsäure auf und sind Kalkspat, die rotbraunen, kugeligen, geben Eisenreaktion und dürften Eisenglanz sein. In der dunkelbraunen Glasgrundmasse des Schliffes bilden die Erzkörnchen niedliche Wachstumserscheinungen.

No. 1996. Ein leichtporöser, typischer Pyroxen-Andesit; die nach $\infty P \infty$ (100) vorkommenden Augitzwillinge haben eingelagerte Zwillingslamellen. Fundort zwischen Guachahulla und Alto-Moscoso, 3557 m.

No. 1997. Das bei Quimbana in einer Höhe von 3699 m gesammelte Handstück ist ein Olivin führender Pyroxen-Andesit und von Interesse wegen des beim Olivin beschriebenen Zwillings nach $P \breve{\infty}$ (011), auch wurde Hypersthen mit Augitmantel gefunden. Makroskopisch ist es ein dichtes graues Geröll mit größeren Plagioklasen und kleinen Augiten.

No. 1998. Das Geröll stammt vom vorigen Fundpunkte. In dichter, schmutzig gelb-brauner Grundmasse liegen bis 15 mm lange und 5 mm breite Plagioklase mit deutlicher Albitlamellierung und kleinere, schwarze, säulenförmige Pyroxene. Die Grundmasse ist pilotaxitisch und besteht aus Feldspatleisten mit dazwischen geklemmten Augit- und Magnetitkörnchen.

No. 1999. Ein grau-braunes, stark poröses bis blasiges Geröll aus der Cocha Haluleo, 4110 m, zeigt weder makroskopisch noch im Dünnschliff besondere Einsprenglinge. In dem dunkelbraunen Glase der Grundmasse sind nur spärliche Plagioklasleisten anzutreffen.

No. 2000. Das vollständig dichte, fast schieferige Lavageröll aus derselben Gegend ist im ganzen grau-schwarz gefärbt, nur stellenweise durch Verwitterung rotbraun und läßt gleichfalls Einsprenglinge vermissen. Die Grundmasse ist meistens ein schlieriges Glas, in dem schlecht ausgebildete Tridymithaufen liegen.

No. 2001 und 2002. Die von Yuracpata, 4237 m, mitgebrachten gelblich-grauen, blasigen Gerölle sind höchst interessant wegen der in ihnen vorkommenden und bei dem Tridymit näher erörterten Neubildung von Tridymit aus Feldspat. Mikroskopisch setzen sie sich zu gleichen Teilen aus basischem Feldspat und Pyroxen zusammen; ersterer ist zonar gebaut und beherbergt reichlich ebenfalls zonar angeordnete Glaseinschlüsse. Der Hypersthen weist einen kräftigen Pleochroismus auf. Die Grundmasse ist körnig, Glas tritt zurück.

No. 2003. Von der Rückwand des Guagrahuazi-Tales liegt eine blaugraue, äußerst dichte Probe vor ohne merkliche Einsprenglinge. Auch im Dünnschliff fehlen dieselben; in der schwarzen vitrophyrischen Grundmasse sind nur wenig Plagioklasskelette anwesend. während Pyroxen überhaupt nicht zu beobachten ist.

No. 2004. Eine gelblichgraue, dichte, nur an einzelnen Stellen sehr zart poröse Lava, die auch nicht eine Spur von einem Einsprengling aufweist, bildet einen Gang zu Quilluturu in Höhe von 4290 m. Ihr Hauptbestandteil ist ein dunkelbraunes Glas, das nur ab und zu von einem feinen Feldspatleistchen oder Augitkörnchen unterbrochen wird.

No. 2005. Von diesem Gang ist ein obsidianartiges Salband vorhanden, welches nur aus einem schlierigen, gelbbraunen Glase besteht.

No. 2007. Am Abhang gegen Yanacocha wurde eine Breccie im Lavalager aufgefunden, die in der dichten, schwarzglänzenden Grundmasse zahllose kleine Plagioklasschmitzen aufweist. Gelegentlich bietet sich dem bloßen Auge auch ein kleiner, gelbgrüner Olivinkristall dar. Mikroskopisch umschließt der Plagioklas trübe, zonar angeordnete Glaseinschlüsse. Olivin kommt frisch nur vereinzelt vor, meist zersetzt zu Serpentinhaufen, die aber z. T. noch die typische Tönnchenform behalten haben. Der sekundär gebildete Kalkspat hat starke Doppelbrechung und zeigt das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz. Der Rest ist ein schwarzes Glas mit Pyroxen.

No. 2008. Am Filo zwischen Yanacocha und Cruzsacha begegnet man einem grauen, porphyrisch ausgebildeten Gestein ohne besondere Merkmale. Die Feldspatleisten sind z. T. fluidal angeordnet, die Grundmasse selbst ist hyalopilitisch zu nennen.

No. 2009. Die Rückwand von Hondon de Yanacocha besteht aus einem blasigen, durch die Atmosphärilien stark angegriffenen Olivin führenden Andesit. Die vielfachen braunen Partien dürften in ihrer Hauptmenge von der Zersetzung des Olivin herrühren, der häufig noch aus erhaltenen Resten zu identifizieren ist. Zunächst verwandelt er sich in Serpentin und geht dann in Brauneisen über. Der Serpentin ist nicht selten in seiner Randzone radialfaserig aufgebaut. Frisch ist Olivin kaum anwesend.

No. 2010. Ein Gang, der die Rückwand von Pujin durchsetzt, scheint mit dem unter 2004 genannten Gang von Quilluturu ident zu sein, wenigstens spricht der ganze Habitus dafür.

No. 2014. Bei einer stark zersetzten, zelligen, grauen Lava von der Rückwand des Hondon de Pujin, westlich der Puerta de Jaramillo, ist makroskopisch die Menge Eisenkies auffallend. Vereinzelte Blasenräume sind mit sekundären Produkten angefüllt. U. d. M. macht sich in der vitrophyrischen Grundmasse serpentinisierter Olivin bemerkbar.

No. 2016. Beim Abstieg von Puerta de Jaramillo, Rückwand des Jaramillotales, stößt man in Höhe von 4000 m auf einen dichten, dunkelgrauen Andesit, dessen Grundmasse holokristallin entwickelt ist und gleichmäßig aus Feldspat, Augit und gröberen Magnetitkörnchen zusammengesetzt wird.

No. 2017. Nach Angabe des Sammlers sind die aus derselben Gegend stammenden braungefärbten Handstücke nur als eine Varietät aufzufassen, deren verschiedenartige Färbung auf Verwitterungseinflüssen beruht.

Quebrada Mullumullu.

Von der Quebrada Mullumullu lagen fünf Handstücke zur Untersuchung vor.

No. 2020. Ein dichtes, grauschwarzes Geröll, dessen Olivin sich zu Serpentin umwandelt.

No. 2021 und 2022. Sind ebenfalls Gerölle, aber fast gänzlich silificiert; indessen ist der Andesitcharakter noch deutlich erkennbar. Das erste Geröll, das im Schliff sekundären Chalcedon und Opal abgeschieden hat, macht einen breccienartigen Eindruck, während das zweite Geröll plattig erscheint.

No. 2023. Das dritte, graue Gestein besteht hauptsächlich aus Feldspat und graubraunem Glas. Pyroxen tritt zurück.

No. 2024. Die vorige Lava wird von einem Gang durchquert, dessen zahlreiche Blasenräume durch eisenhaltige Wasser gefärbt sind. Wie sich schon äußerlich eine geflossene Anordnung der Blasenräume geltend macht, so zeigen auch die Feldspatleisten der glasigen Grundmasse eine fluidale Anordnung. Zu dem spärlichen Pyroxen treten vereinzelt Hornblende und Tridymit.

Tunguragua.

Glimmer-Andesit.

Quebrada Ulva.

Aus dem reichen Material, welches Herr Geheimrat Reiss vom Tunguragua zusammentrug, gehören nur zwei Handstücke zum Glimmer-Andesit. Beide haben ihre Heimat in der Quebrada Ulva bei Hacienda Ulvilla, 1961 m.

No. 2823. Das erste Handstück kann als der typische Vertreter des Glimmer-Andesits gelten, wie er in den von mir untersuchten Gebieten auftritt. Aus dichter, grauer Grundmasse treten frische, glasglänzende Feldspate und sechsseitig gut ausgebildete Biotitblättchen hervor. Weitere Einsprenglinge sind nicht vorhanden. Auch unter dem Mikroskop sind die wesentlichen Bestandteile nur Feldspat und Glimmer. Zonarstruktur fehlt dem Feldspat. Dem Glimmer sind sechsstrahlige Druckfiguren eigen. Die Grundmasse ist ein heller glasgetränkter Mikrolithenfilz mit wenig resorbiertem Glimmer. Magnetit ist fein verteilt. Größere Körnchen umschließen gern bestäubte Apatitkriställchen.

Der Kieselsäuregehalt dieses Gesteins wurde von mir zu 67,47 % bestimmt.

No. 2018. Lediglich eine pechsteinartige Randfazies dürfte das zweite Handstück sein. Obgleich es schwarzglänzend ist und einen besonders frischen Eindruck macht, muß es nach dem mikroskopischen Befunde als dasselbe Gestein angesprochen werden. Es unterscheidet sich nur durch einen wesentlich höheren Erzgehalt, der auch die Dunkelfärbung hervorruft.

Hornblende-Andesit.

Rio Puela.

No. 2915. Vom Rio Puela unterhalb Tocche, 2504 m, wurde ein dichtes, dunkelglasiges Geröll mitgebracht, das Hornblendeeinsprenglinge bis 10 mm Länge enthält. Das Äußere der Lava ist verwittert. U. d. M. haben die Feldspate zonar angeordnete Glaseinschlüsse. Während das Innere des öftern vollkommen damit ausgefüllt wird, bleibt die Randzone stets von ihnen frei. Die in großen Mengen enthaltene Hornblende ist total resorbiert. Der Grundteig ist ein graubraunes Glas, besät mit Augit- und Erzkörnchen, die dem Zerfall der Hornblende ihre Existenz verdanken. Augit als Einsprengling fehlt.

No. 2920. Große Blöcke bei Pishquichaca, Cuesta de Tocche, 3300 m, haben Ähnlichkeit mit dem vorigen Vorkommen. Die Grundtönung ist allerdings mehr nach grau. Die Hornblende ist gleichfalls vollständig zerfallen und ist an Menge etwas

geringer. Dafür tritt vereinzelt Augit ein, der aus Hornblende entstanden ist. In der Grundmasse tafelförmiger Augit und Hypersthensäulchen mit zartem Pleochroismus.

Pyroxen-Andesit.

Quebrada Ulva.

No. 2816—17, 2819—22, 2824—26. Bei Ulvilla, 1961 m, spielen neben den oben erwähnten seltenen Glimmer-Andesiten typische, graue Pyroxen-Andesite die Hauptrolle. Einzelne rotbraun bis ziegelrot gefärbte Handstücke sind entweder stark verwittert oder ausgebrannt. Im übrigen zeigen sie keine weiteren Abnormitäten. Auffallend sind im Schliff No. 2824 die großen Pyroxene, darunter ein Durchkreuzungszwilling mit skelettartigen Umrissen, dessen Gesetzmäßigkeit aber wegen der Willkür der Schnittlage nicht ermittelt werden konnte. Andere Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) haben eingelagerte Lamellen in Zwillingsstellung.

No. 2827. Etwas unterhalb Hacienda Punzan, 1800 m, steht auf der linken Seite der Quebrada Ulva, am Ostabhange der Loma Runtum, ein dichter, grau-schwarzer Andesit an. Der Hauptbestandteil der Grundmasse ist ein graues Glas mit winzigen Plagioklasmikrolithen.

No. 2829. Dick säulenförmig ist das Vorkommen einer Lava auf der linken Seite des Rio Ulva an den Abhängen gegen das Pastazatal, 1660 m. Die Plagioklase enthalten viel braunes Glas, daher auch makroskopisch ihr dunkelglänzendes Aussehen. Stellenweise hat das Gestein eine schmutzig-gelbe Verwitterungskruste.

No. 2830. Von Sta. Rosa, 2391 m, hat eine helle Probe ihren Ursprung. In der hyalopilitischen Grundmasse ist viel Augit und Erz anzutreffen. Der Augit fällt auch dem unbewaffneten Auge in vielen kleinen, schwarzen Säulchen auf.

No. 2832—34. Die drei Handstücke repräsentieren gelblich-graue Blöcke bei Poquios, 2007 m, am Camino del Salto. In der ganz dichten Grundmasse sind nur vereinzelte frische, glasige Plagioklase hervortretend. Der im Schliff vorhandene Pyroxen hat verhältnismäßig niedrige Interferenztöne, sowohl der rhombische wie der monokline. Ab und zu stellt sich auch ein Hornblendeeinsprengling ein. Entsprechend der hellen Färbung ist nur wenig fein verteiltes Erz gegenwärtig.

No. 2835. Dicht unter Pacchapata, 2140 m, anstehend ein grauer Andesit mit viel trübem Plagioklas und kleinen dunklen Augiten.

Rio Vatcun.

No. 2838—53. Eine ganze Reihe von Blöcken ist von den Felsen auf der

rechten Seite des Rio Vatcun bei Baños herabgestürzt. Sie dürften alle von ein und demselben Strom stammen und nur verschiedene Ausbildungsweisen darstellen.

No. 2838—39. Beides sind schwarzgraue, blasige Blöcke, deren Verwitterungskruste sekundäre Bildungen von Brauneisen und Kalkspat in sphärolithisch-kugeliger Gestalt tragen. Hypersthen wurde mit Augitmantel beobachtet. Der Charakter der I. Mittellinie des Hypersthen ist negativ.

No. 2840. Große Ähnlichkeit hiermit hat ein Handstück von Nahuazi, doch fehlen makroskopisch die Blasenräume mit den sekundären Erscheinungen. Im Schliff ist Kalkspat sekundär ausgeschieden und gibt das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz. Accessorisch kommt Olivin hinzu.

No. 2841—53. Alles hellgraue bis purpurne Laven aus der Umgegend von Baños und Nuahazi. Die Grundmassen sind dicht und ohne bemerkenswerte Einsprenglinge. Porphyrische Strukturen gehören zu den Seltenheiten. Auch bei ihnen ist ein wechselnder Olivingehalt zu konstatieren.

No. 2854. Eine mehr glasige Ausbildung hat ein Block im oberen Tal des Rio Vatcun bei Chaupi, 2116 m, wohl ein Auswürfling. Das braune Glas der Grundmasse hat niedliche trichitische Entglasungsprodukte.

No. 2855. Anstehend an demselben Fundorte ist eine dichte, bedeutend augitreichere Lava.

No. 2856. Ausgesprochen porphyrisch entwickelt ist ein Gestein, welches in der Loma Pondoa chiquita, ca. 100 m über Baños, geschlagen wurde. Die dunkelgraue Grundmasse weist viele größere und kleinere Plagioklase und Augite auf. Unwesentlich ist ein geringer Olivingehalt.

No. 2857. Ebendort findet sich ein licht-rötliches, dichtes Gestein ohne merkliche Einsprenglinge. Es setzt sich aus einem braunen Glase und Feldspat zusammen. Augit ist nur in der Grundmasse vorhanden.

No. 2856a. Die Lava von der rechten Seite der neuen Pondoa Reventazon bei Poquios, ca. 2100 m, ist wieder von hellerem Aussehen. Die Feldspate sind sehr fein und gleichmäßig verteilt.

No. 2857a. Ein typisch porphyrischer Block auf der Pondoalava nahe Juivi chiquito wird ebenso wie die beiden folgenden von der Loma Pondoa grande herabgestürzt sein. Das Handstück hat einen blaugrauen Schimmer, der von der glasigen Grundmasse herrührt. Übersät ist es mit milchigen Feldspaten, die bis 10 mm groß werden.

No. 2858. Die in Höhe von 1907 m liegenden Felsmassen bei Hacienda Juivi chiquito gehören zu den basischeren Laven und führen dementsprechende Mengen von

Olivin. Der Plagioklas hat randliche Glaseinschlüsse, der Hypersthen kräftigen Pleochroismus. Ein Hypersthen ist von einem breiten Augitmantel vollständig umgeben. Das Gestein hat große Blasenräume.

No. 2859. In der dichteren Fazies spielt der Olivin eine noch größere Rolle auf Kosten des Augits. Die Grundmasse ist heller.

No. 2860. Eine Lapillischicht auf der Oberfläche der Pondoalava am Camino real, 1956 m, rührt von derselben Eruption her. In großblasigem Glase Einsprenglinge von kalkreichem Plagioklas, Olivin und Augit.

Kraterrand.

Vom Kraterrand des Tunguragua sind fünf Handstücke vorhanden, in den verschiedensten Ausbildungsweisen.

No. 2862. Die im NW. des Kraterrandes, 4894 m, anstehende Lava ist von einer braunen Verwitterungskruste bedeckt; die dichten Partien zeigen ein dichtes graues Gefüge. Im Schliff herrscht Glas vor. Neben Plagioklas und Augit erscheint Olivin.

No. 2864. Ausgebrannte, ziegelrote Schlacke vom Nordrande, 4796 m; der Hauptbestandteil ist ein großlöcheriges Glas mit Feldspat und Augit.

No. 2865—2866. An derselben Stelle anstehend ein dichtes dunkelgraues Gestein mit rauher Bruchfläche und vitrophyrischer Grundmasse; viel weißer Plagioklas.

Nr. 2867. Der ausgeworfene Block ist eine blasige Varietät.

Peña grande.

No. 2869. Von Peña grande, 4464 m, hat ein lichtbraunes Handstück seine Herkunft. Divergentstrahlig angeordnete Plagioklase wiegen vor; ferner Augitkörnchen und dazwischen geklemmt braunes Glas.

No. 2870. Olivin führend ist eine dünne, steilgeneigte Lava nahe dem Westen der Peña grande, ca. 4400 m; in der dichten grauen Grundmasse mikrotinartiger Plagioklas.

No. 2871. Derselbe Strom findet sich auch etwas östlicher, 4420 m; der Olivin ist auch makroskopisch sichtbar.

Nr. 2873. Die Bimssteinausbildung der Lava wurde in einer weißgrauen, dünnen Schicht, 4300 m, angetroffen. In der vollständig glasigen Grundmasse liegen verstreute Feldspate und Augite.

Arenal, Nord.

Vier Handstücke wurden vom Arenal aus der Höhe zwischen 4300—4800 m untersucht.

No. 2872. Dichtes graues Gestein, Olivin führend, enhält zahlreiche kleine Blasenräume.

No. 2874. Vollständig glasig ausgebildet; aus der kompakten Grundmasse leuchten glänzende Feldspate hervor.

No. 2875—76. Zwei Bombenstücke weisen eine geschmolzene Außenrinde und einen bimssteinartigen Kern auf. Im Schliff waltet Feldspat vor; Augitzwillinge nach $\infty P \infty$ (100) mit Lamellen; gelegentlich resorbierte Hornblende.

Pastazalavastrom.

No. 2877—82. Vom Pastazalavastrom wurden in den verschiedensten Höhen Proben genommen, so am unteren Ende bei Hacienda Mapote, 1260 m, am Rio verde grande, 1485 m, bei Chorera de Agoyan, 1476 m und von Taravita de Gnangalí, 1773 m.

Der mächtige Lavastrom, der den Grund des Glimmerschiefertales des Rio Pastaza bei Baños, 1787 m, ausfüllt, gehört ebenfalls dazu. Alles sind reine Pyroxen-Andesite, bei denen der Pyroxen mit unbewaffnetem Auge reichlich zu beobachten ist.

No. 2883. Die Lava der Pondoa Reventazon bei Alizo, 2287 m, Aufstieg vom Camino real de Baños nach Pondoa chiquita, ist mehr glasig ausgebildet.

No. 2884. In 1956 m Höhe ist der Strom etwas blasiger.

Lavastrom vom Jahre 1773.

No. 2885—90. Bei El Terremoto in der Nähe von Ninayacu, 1846 m, sind die Eruptionsmassen des Ausbruchs vom Jahre 1773 weit verbreitet. Belegstücke in den verschiedensten Färbungen sind vertreten. Alle zeichnen sich durch eine sehr dichte Grundmasse aus.

No. 2892. Als Fundort eines makroskopisch recht interessanten Stücks ist nur Tunguragua ohne genauere Bezeichnung angegeben. Das pechsteinartige Äußere ist mit sanidinartigen Feldspaten besetzt. Feine parallele Kontraktionsrisse, auf denen sich Steinsalz abgeschieden hat, durchziehen das Gestein in fächerförmiger Anordnung. Nach der mikroskopischen Untersuchung gehört es zu dem vorigen Strome.

No. 2893—2903. Auch am Camino real, 2053 m, ist derselbe Strom geflossen. Hier überwiegen aber ausgesprochen glasige, oder bimssteinartige Modifikationen. Als Seltenheit erscheint im Schliff Hornblende und Glimmer.

Rio Chambo.

No. 2904—10. In Höhe von 2055—2245 m trifft man am Rio Chambo dichte graue Laven an, die z. T. bedeutendere Mengen von makroskopischem Olivin führen. Wenn auch ihre Struktur u. d. M. noch rein andesitisch ausgebildet ist, so dürften sie wegen ihres hohen Olivingehalts bereits auf der Grenze zum Basalt stehen.

Rio Puela.

No. 2912—14, 2916—19. Im Flußgebiet des Rio Puela zwischen 2329 und 3619 m Höhe wechselt das äußere Ansehen der Gesteinsmassen in der mannigfachsten Weise, von der dichtesten glasigen Grundmasse ohne jeden Einsprengling bis zur typischsten Porphyrausbildung, bei der die Menge der Plagioklas- und Augiteinsprenglinge die Grundmasse überwiegt. Ebensogroß ist die Mannigfaltigkeit der Ausbildung der Gesteine im Dünnschliff. Neben fast holokrystallinem Grundteig kommt Glas in reichlichem Maße zur Geltung. Auch Zahl und Größe der Einsprenglinge differiert sehr. Da im Gebiet des Rio Puela auch reine Hornblende-Andesite nicht fremd sind, so ist auch das accessorische Auftreten von Hornblende nicht auffallend.

Arenal, Süd.

No. 2921—25. Zwischen 4090 m und dem Arenal, 4600 m, scheinen bimssteinartige Bomben und braune, schlackige Lapillischichten die Hauptvertreter zu sein. Neben wenig Plagioklas macht sich makroskopisch Olivin bemerkbar.

No. 2927—30. Erst oberhalb des Arenals an der Schneegrenze nehmen die Gesteine wieder den normalen andesitischen Charakter an. Es sind reine Pyroxen-Andesite mit hyalopilitischen Grundmassen.

In den Sammlungen des hiesigen mineralogisch-petrographischen Instituts befinden sich außer den von Herrn Geheimrat W. Reiss gesammelten Handstücken noch solche, die A. v. Humboldt vom Tunguragua mitbrachte, z. T. sind es dieselben, die den im allgemeinen Teil der Gesteinsbeschreibung erwähnten Untersuchungen von Abich, Artopé, G. v. Rath und Gümbel als Unterlage dienten. Die von einigen Gesteinen vorhanden gewesenen Analysen sind bereits bei der Gesteinsbeschreibung richtig gestellt worden, sodaß ich mich hier auf die petrographische Bestimmung beschränken kann. Da die meisten Proben ohne genauere Fundortsangabe sind, war eine Identifizierung der einzelnen Ströme unmöglich.

Das von Artopé als „schwarzes mit weißlichen Feldspatkristallen" bezeichnete Handstück gehört zu jenen Bomben, wie sie etwa am Arenal vorkommen. Es ist von

basaltähnlichem Habitus und G. v. Rath hat recht, wenn er im Gegensatz zu Artopé und Rosenbusch[1]) einen Olivingehalt angibt. U. d. M. ist die Struktur ausgesprochen andesitisch, unregelmäßig verteilte Einsprenglinge von Feldspat, Augit und Olivin liegen in einer glasigen mit Mikrolithen angefüllten Grundmasse.

Ein zweites Handstück wurde zuerst von Abich untersucht, später von Artopé. In rotbrauner, porphyrartiger, rauher Grundmasse liegen viele weiße Plagioklase und schwarze Augite. Artopé schreibt in seiner Dissertation:

„Abich, welcher das Gestein früher untersuchte, behauptet, daß die Feldspate jedenfalls zwei verschiedenen Gattungen angehören, ohne indessen einen Grund für diese Behauptung anzugeben. Weder mit dem Lötrohr, noch in anderer Weise vermochte ich irgend einen Unterschied zwischen ihnen aufzufinden.

„Wie sie dem Auge erscheinen von gleich weißer Farbe und gleichem Glanze, so zeigt das Mikroskop im geschliffenen Plättchen an ihnen gleiche Gestalt, gleichen Grad von Durchsichtigkeit und gleiche Struktur. Auch im polarisierten Licht bieten sie ohne Ausnahme dieselbe Erscheinung; die verschiedenen Farben der Individuen, aus denen sie bestehen, lassen sie sämtlich als Zwillinge erkennen, sodaß ich keinen Grund finde, sie für zwei verschiedene Arten zu halten, vielmehr alles dafür spricht, daß sie ein trikliner Feldspat sind.

„Die Augitkristalle sind in geringerer Menge als der Feldspat vorhanden, sie sind kurz prismatisch und von grünlich schwarzer Farbe. Abich sagt a. a. O. „daß sie gleichsam verschlackte Massen, wahrscheinlich geschmolzener Augit" seien. Auch diese Angabe kann ich nicht bestätigen, vielmehr zeigen die ziemlich großen Augite, besonders an der polierten Schlifffläche des Handstückes, scharf begrenzte Umrisse. In den dünnen Plättchen sind sie schwach durchscheinend.

„Weitere Bestandteile enthält dieses Gestein des Tunguragua nicht, insbesondere ist kein Magneteisenerz nachweisbar, weder durch die Lupe auf der polierten Fläche, noch in dem dünnen Plättchen durch das Mikroskop. Abich gibt an, daß das rote Gestein stark auf die Nadel wirkt, ich kann eine Ablenkung der Magnetnadel nicht beobachten und muß nach sorgfältiger Prüfung jene Angaben widerlegen."

Meine mikroskopische Untersuchung ergab folgendes: Der Feldspat ist ein basischer Kalknatronfeldspat mit reichlicher Albitlamellierung, aber ohne Neigung zur Zonenbildung. Die Augiteinsprenglinge sind mit einem starken Rand von Brauneisen umgeben. Die Grundmasse ist glasig, enthält nur wenig Plagioklasmikrolithen und ist vollständig mit Eisenhydroxyd durchtränkt. Magnetit ist nur vereinzelt deutlich erkennbar, da das Hand-

[1]) Rosenbusch, H.: Physiographie der massigen Gesteine, 1877, p. 420.

stück aber auf die Magnetnadel einwirkt, so dürfte der Magnetit zum größten Teil durch Eisenhydroxyd verdeckt sein.

Zwei weitere rotbraun gefärbte Handstücke sind gänzlich silifiziert. Aber auch sie geben n. d. M. noch den Andesitcharakter zu erkennen.

Braune bis schwarze schlackige Auswürflinge bieten keine Absonderlichkeiten. Sie haben große Ähnlichkeit mit den Reiss'schen Schlackenblöcken von Minza chiquita am Arenal.

Den Schluß der A. v. Humboldt'schen Proben machen zwei deutlich porphyrisch ausgebildete Handstücke von grau-grünlicher Farbe. In dichter Grundmasse erscheinen tafel- und leistenförmige Plagioklase mit makroskopisch wahrnehmbarer Lamellierung. Auch im Dünnschliff bestehen die Einsprenglinge vornehmlich aus Feldspat. Angit tritt zurück. Die Grundmasse ist hyalopilitisch.

Altar.

Glimmer-Andesit.

Pasuasu.

No. 2939—41. Aus dem Gletscherschutt des Kratergletschers auf der West-Seite des Altar stammen drei Handstücke von rauhem, trachytischen Habitus. In der dichten, hellgranen Grundmasse sind frische, bis 6 mm große Feldspate und kleine Biotitschüppchen eingebettet. U. d. M. sind die Plagioklase teilweise äußerst fein zonar aufgebaut, auch teilweise durch Verwitterung in sekundären Kalkspat umgewandelt. Der Biotit ist nur in wenigen frischen Einsprenglingen vertreten, die Hauptmenge ist total resorbiert. Die Grundmasse ist hyalopilitisch bis körnig und führt nur wenig Erz.

Pyroxen-Andesit.

Fußgebirge.

Über das Fußgebirge des Altar geben drei Vorkommen Aufschluß.

Nr. 2931. Nahe Penipe, auf dem Wege nach Puela, am Rio Chambo, West-Seite der Ost-Cordillere, findet man einen Bimsstein von schmutzig-grauer Farbe. Der Hauptbestandteil ist ein farbloses Glas mit zerstreuten Plagioklasen und Pyroxenen.

No. 2932. Bei Penipe selbst anstehend ist ein typischer Pyroxen-Andesit, an dessen makroskopischer Zusammensetzung schlecht begrenzte Feldspatpartien und schwarze Augite gleichmäßig beteiligt sind. Im Schliff gesellt sich dazu viel Erz und zurücktretend Glas.

No. 2933. Ein Lavageröll aus der Quebrada Taragua, 2561 m, hat in bescheidenem Maße Olivin, der auch in einzelnen Individuen mit unbewaffnetem Auge wahrnehmbar ist. Die Grundmasse ist dem vorigen Gesteine sehr ähnlich.

P a s u a s u.

No. 2936—37. Von den hohen Felsen auf der rechten Seite des Collanes-Tales herabgestürzt, lagern bei Pasuasu in 3900 m Höhe dichte, graue Blöcke mit weissen, kleinen Feldspateinsprenglingen. Es sind reine Pyroxen-Andesite mit hyalopilitischer Grundmasse.

No. 2942—43. Im Gletscherschutt, 3893—3978, begegnet man neben den oben erwähnten Glimmer-Andesiten auch Pyroxen-Andesiten von schmutzig-gelber bis schwarzgrauer Färbung und hakigem Bruch. Beide Handstücke machen einen unfrischen Eindruck. Bei dem einen sind die in großer Menge vorhandenen Feldspate durch Eiseninfiltrationen getrübt, bei dem andern haben sich in den vielfachen größeren und kleineren Blasenräumen kugelige Brauneisenpartikelchen und Nester von Kalkspat sekundär abgeschieden. Im Schliff des ersten Handstücks ist Pyroxen nur an der Grundmasse beteiligt, dagegen rührt der Serpentin, der den Schliff des zweiten Handstücks überwuchert, von reichlichen Pyroxeneinsprenglingen her.

P l a z a b a m b a - K r a t e r u m w a l l u n g.

Die Fundorte der von der Kraterumwallung gesammelten Laven befinden sich in einer Höhe von 4400 m.

No. 2948—50. Die Innenabstürze der steilen Felsen der Nord-West-Umwallung bestehen aus schön porphyrisch ausgebildeten Andesiten, bei denen der Pyroxen nur eine bescheidene Rolle spielt. Sowohl die Einsprenglinge, wie die Mikrolithen der hyalopilitischen Grundmasse gehören dem Feldspat an.

No. 2951—59. Die Gesteine von der Nord-Umwallung des Kraterrandes haben eine weit größere Mannigfaltigkeit. Neben vitrophyrisch-blasigen Ausbildungen findet man ausgezeichnete Porphyrstrukturen wie vollständig dichte Varietäten. Auch die Farbe wechselt vom hellsten Grau bis zum Schwarz. Im Handstück No. 2955 fallen serpentinartige Pseudomorphosen nach Augit auf. Von mikroskopischen Bestandteilen sind außer Plagioklas und Pyroxen geringe Mengen von Olivin, sekundärem Quarz und Kalkspat zu nennen.

No. 2963. In einem Lavablock aus den Agglomeraten von Pungu de Yuibug, 4262 m, auf der S.S.W.-Seite des Altar, hat der Olivin wieder einen größeren Anteil an

der Zusammensetzung. Die Hauptmenge ist jedoch in Brauneisen umgewandelt, welches nur selten noch frische Reste umschließt.

Süd-Fuß.

No. 2964—66. Lavablöcke von den hohen Felsen bei Yanapaccha, am Nordende der Verde cocha, 3811 m, sind sowohl mit Rücksicht auf ihre makroskopische Entwickelung, wie auf ihre mikroskopische Ausbildung sehr verschieden.

Im ersten blasigen Block sind neben Feldspat außergewöhnlich große Pyroxene mit schwachem Pleochroismus bemerkenswert.

Im zweiten dichten, schwarzen Block von basaltähnlichem Habitus verschaffen sich nicht unbedeutende Mengen von Olivin Geltung. Die Grundmasse ist aber noch andesitisch.

Im dritten Block, der lagenförmige Absonderungen aufweist, ist der nur spärliche Augit vielleicht aus Hornblende entstanden. Unzersetzte Hornblende ist jedoch nicht mehr zu ermitteln.

Basalt.

Rio blanco.

Im Gebiete des Altar kommen auch Laven vor, die auf Grund ihres niedrigen Kieselsäuregehalts, ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihrer mikroskopischen Struktur den basaltischen Endgliedern zuzurechnen sind.

No. 2934. Ein typisches, säulenförmiges Vorkommen ist das vom Paso del Cazeron, 4150 m, auf dem Rücken der Loma, auf dem Wege von Releche nach Collanes, eine graue, feinkörnige Lava mit kugelförmigen Absonderungen. U. d. M. ergibt sich das Bild eines echten Basaltes mit leistenförmigem Plagioklas, in divergentstrahliger Anordnung, reichlichem Augitgehalt und größeren Olivineinsprenglingen.

Den Kieselsäuregehalt fand ich zu 52,39 %.

No. 2935. Eine ähnliche Lava durchsetzt als ca. 15 Fuß mächtiger Gang die dunklen Phyllitschiefer in der Nähe von Collanes.

Pasuasu.

No. 2944—45. Auch in dem Gletscherschutt bei Pasuasu, 3893—3978 m, ist der Basalt zu Hause. Das eine Handstück ist frisch und von stumpfer, grauschwarzer Farbe. In der dichten Grundmasse sind nur feine Feldspatschmitzen erkenntlich. Das andere Handstück ist stark zersetzt. Der Schliff ist durch beträchtliche Mengen von

Serpentin, der einesteils Pseudomorphosen nach Olivin bildet, dann aber zusammen mit Opal in konzentrischen Lagen Hohlräume erfüllt, schmutzig grün gefärbt. Die Struktur ist gleichfalls diabasisch-körnig, jedoch ist der Gegensatz von Einsprenglingen zur Grundmasse etwas ausgeprägter.

Cubillin.

Hornblende-Andesit.

Quebrada Ulpang.

No. 2984—86, 2988—90. Graue, purpurfarbene und schwarze Blöcke sowie Gerölle aus der Umgegend von Guaillabamba sind Vertreter des reinen Hornblende-Andesits. Die Hornblende ist in säulenförmigen, bis 5 mm langen, schwarzglänzenden Kristallen gut ausgebildet. Ab und zu ist auch ein Biotitblättchen sichtbar. Im Schliff kommen beide Varietäten der Hornblende vor, die grüne und die braune. Die erstere ist stets unzersetzt und zeigt keinerlei Resorptionserscheinungen, die letztere ist entweder randlich oder vollständig korrodiert. Auch in der hyalopilitischen Grundmasse sind Fetzen und Leisten von Hornblende vorhanden.

No. 2996. Ein Handstück von Tambillopungu, am Westende des Feldkammes von Cubillin, ist stark verwittert, jedoch die zahlreichen Hornblendekristalle haben ihren Glanz beibehalten. Die Grundmasse ist ein glasgetränkter Mikrolithenfilz.

No. 2997—3004. Die Gesteine von der Mina del Cubillin sind wegen ihres mehr oder minder großen Schwefelgehaltes durch Fumarolentätigkeit zum größten Teil gänzlich zersetzt. Nur zwei Proben lassen noch eine deutliche Porphyrstruktur von Plagioklas- und Hornblendeeinsprenglingen in dichter, rötlicher Grundmasse erkennen. U. d. M. ist die Hornblende durchweg zerfallen, nicht einen einzigen frischen Durchschnitt trifft man an. Auch bei der Grundmasse machen sich die Verwitterungseinflüsse geltend. Accessorisch kommt Quarz vor.

Pyroxen-Andesit.

Rio Ulpang.

No. 2987, 2991—95. Die wenigen Pyroxen-Andesite sind als Übergangsglieder zum Hornblende-Andesit zu betrachten, denn außer dem zuweilen nicht zu übersehenden Hornblendegehalt dürfte auch der vorhandene Pyroxen teilweise aus Hornblende hervorgegangen sein. Im übrigen bieten die hellgrauen Laven nichts Absonderliches. In den Grundmassen findet man unregelmäßig begrenzte Tridymithaufen.

Cordillera de Alao.

Pyroxen-Andesit.

Pungalá.

An dem Aufbau der Cordillera de Alao ist hauptsächlich die Grundcordillere beteiligt. Jungvulkanische Eruptionsmassen liefern nur spärliches Material. Als Repräsentanten derselben liegen zwei Handstücke vor.

No. 2069. Ein dunkelgraues Lavageröll aus dem kleinen Bache dicht südlich von Pungalá erweist sich im Dünnschliff als ein reiner Pyroxen-Andesit. Der Feldspat ist sehr basisch, mit Schiefen bis zu 35° auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$, er kommt somit dem Anorthit recht nahe, dessen Schiefen auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ gewöhnlich mit 36°—37° angegeben werden. Der Hypersthen hat nur schwachen Pleochroismus. Die Grundmasse ist ein glasgetränkter Mikrolithenfilz.

No. 2071. Über dem Syenit bei Puente de Licto lagert in Höhe von 2800 m ein gelblich-grauer, leichtporöser Andesit, der sich schon mehr dem Hornblendetypus nähert. Vereinzelte Hornblendeeinsprenglinge sind vollkommen opazitisiert. Der Feldspat ist saurer, etwa vom Charakter des Labrador. Der Pleochroismus des Hypersthen ist kräftig zwischen gelblichen und grünlichen Tönen. Die feldspatreiche Grundmasse ist hyalopilitisch und enthält neben Augit- und Erzkörnchen solche Mengen von Tridymithaufen, daß dieselben in diesem Falle einen nicht unbedeutenden Bestandteil der Grundmasse ausmachen.

Cordillera de Cebadas.

Hornblende-Andesit.

Jchañag.

Bezüglich ihres Aufbaues liegen die Verhältnisse in der Cordillera de Cebadas ähnlich wie in der Cordillera de Alao. Nur wenige junge Laven konnten gesammelt werden. Unter diesen sind die Hornblende-Andesite vorherrschend.

No. 2715—16. Zwei hellgraue Blöcke sind von außerordentlich dichtem Gefüge, nur vereinzelt stellt sich ein Hornblendesäulchen ein. Auch unter dem Mikroskop fehlen größere Einsprenglinge. In der hyalopilitischen Grundmasse, die in der Hauptmenge als Mikrolithen Feldspat enthält, sind kleine zerfallene Hornblendepartien verteilt. Tridymit wurde nicht gefunden.

Pyroxen-Andesit.

Quebrada Quincuyacu.

No. 2718. Ein Lavastrom in der Quebrada Quincuyacu, 3273 m, West-Abhang der Cordillere, führt makroskopisch Olivin und grünen Augit, und zeigt auch mikroskopisch ein ganz anderes Aussehen. Das Gestein steht dem Basalttypus nahe. Die Einsprenglinge von Pyroxen und Olivin treten gern nesterweise zusammen. Die Grundmasse besteht aus schmalen Plagioklasleisten und Augitkörnchen, die Plagioklasleisten lassen jedoch eine divergentstrahlige Anordnung nicht ausgeprägt erkennen. Sie sind z. T. parallel gerichtet. Man wird die Grundmasse treffend als pilotaxitisch bezeichnen können, da Glas fehlt.

Im Einklang mit diesen Beobachtungen steht der Kieselsäuregehalt der Lava, der von mir zu 55,32 % ermittelt wurde.

Cerros de Yaruquíes.

Glimmer-Dacit.

Quebrada Agua Santa.

No. 3163. In den Tuffen der Quebrada Agua Santa kommt ein typischer Glimmer-Dacit vor, mit einem kleinen Hornblendegehalt. Makroskopisch ist er von etwas körnigerem Habitus wie die nachstehenden Vorkommen aus der Quebrada de Punin. Der mikroskopische Befund deckt sich aber mit jenen.

Quebrada de Punin. No. 3164—76.

Die größte Bedeutung gewinnen die Dacite erst in der Quebrada de Punin. Auch hier sind es Glimmer-Dacite mit einem gelegentlichen Hornblendegehalt, mit all den Eigenschaften und typischen Merkmalen, wie sie bei der Beschreibung der Gesteinsklassen aufgestellt wurden: rauhes, trachytisches Äußere, große Quarze und Plagioklase und gut begrenzte Biotitblättchen. Die Färbung ist vornehmlich weißgrau, rötliche Abarten sind durch Eiseninfiltrationen bedingt. Für den Feldspat wurden in verschiedenen Schliffen auf $M = \infty P \breve{\infty}$ (010) folgende Auslöschungsschiefen gemessen: $-4°$; $-3°$; $-2°$; $0°$; $+2°$; $+7°$; $+8°$; $+10°$; $+14°$; Werte, welchen Feldspate von dem Charakter des Andesin-Oligoklas — Oligoklas-Albit entsprechen. Der Quarz erscheint in Dihexaëderform und ist vielfach ausgebuchtet. Der Glimmer ist z. T. durch Druck gebogen, die Hornblende resorbiert. Die Grundmasse ist gekörnelt, stellenweise sphärolithisch ausgebildet und besteht aus

Plagioklas, Quarz und Orthoklas. Mikrofelsit und Glas treten zurück. Accessorisch erscheinen Zirkon und Apatit. Tridymit wurde nie beobachtet. Von No. 3164 fertigte Herr Dr. Lindner die bei der speziellen Dacitbeschreibung aufgeführte Analyse an.

No. 2084. Einzelne Blöcke bei Capilla de Pulucate, 3337 m, stimmen mit dem Vorkommen aus der Quebrada Agua Santa überein.

Hornblende-Andesit.

Rio Chambo.

No. 2072—75. In den Tuffen von Puente de Licto, 2781 m, sind Hornblende-Andesitblöcke verbreitet, die einen nicht unbedeutenden Biotitgehalt haben. Schon dem bloßen Auge fallen neben den langgestreckten Hornblendekriställchen die Biotitblättchen auf. Sie sind aber immer in der Minderheit gegenüber der Hornblende, auch im Schliff. Die Blöcke machen mit rauhen, hellgrauen bis purpurnen Oberflächen einen dacitischen Eindruck, jedoch haben sie keine Spur von Quarz.

Rio Chibunga.

No. 2080. Von einem Block aus der Hacienda Pantús, 2611 m, ist es sehr zweifelhaft, ob er zum Eruptionsgebiet der Cerros de Yaruquíes gehört, wenigstens ist ein ähnliches Vorkommen eines Hornblende-Andesits von dort nicht bekannt. Das Handstück zeigt in sehr dichter, hellgrauer Grundmasse viel Hornblende, keinen Plagioklas. Im Dünnschliff ist die Hornblende total zerfallen. Außerdem treten größere Pyroxeneinsprenglinge auf.

No. 2095. Schmutzig-gelbe, teilweise zersetzte Lavablöcke in den Tuffen zwischen Columbe, 3142 m, und Coltacocha, 3254 m, führen die Hornblende nur in feinen Säulchen. Unter dem Mikroskop sind sie randlich korrodiert. Die Feldspatleisten der hyalopilitischen Grundmasse sind fluidal angeordnet.

No. 2096. Das Material zu den Bausteinen der Häuser in Riobamba vieja, 3207 m, soll eine Lava vom Cerro Miraflores hergeben. Denselben weißlich-grauen Andesit findet man aber auch auf einem in der Nähe gelegenen Hügel.

No. 2097. Der Fundort ist Cajapamba, in unmittelbarer Nähe von Riobamba vieja. Das Gestein setzt sich zum größten Teil aus Feldspat zusammen, die Mengen von opazitischer Hornblende sind nur gering.

No. 2099. Ein interessantes Handstück stammt vom rechten Ufer des Rio Chibunga bei Hacienda Lican, 2946 m. Die trachytische Oberfläche, welche weiße Plagioklase bis 15 mm Größe umschließt, ist vollgespickt mit winzigen Durchkreuzungs-Zwillingen und

-Drillingen von Tridymit. Meistens sitzen dieselben in kleinen Drusenräumen. Im Schliff bilden die Tridymitanhäufungen einen wesentlichen Bestandteil der Grundmasse.

No. 3160—62. Mehr oder weniger stark zersetzte Gerölle aus dem Rio Chibunga selbst bieten nichts Bemerkenswertes.

Paß Pardo, 3438 m, zwischen Yaruquíes und Coltacocha.

No. 3142. Am Paß nach Colta, genannt „Pardo", stößt man in 3438 m Höhe auf einen dichten, gelblichen Hornblende-Andesit, dessen Einsprenglinge einen unfrischen Eindruck machen. Hauptsächlich gilt dies von der Hornblende. Im Schliff erweisen sich jedoch die Umänderungen als nicht so bedeutend, meistens sind es nur randliche Corrosionen.

No. 3143. Ebenfalls starke Spuren von Verwitterung trägt ein Gestein vom Cerro Aychapú, 3400 m, hier ist die Hornblende aber ganz corrodiert. Die Grundmasse ist gekörnelt.

No. 3144. Die bei der Mineralbeschreibung erwähnten Neubildungen von Tridymit aus Hornblende wurden in einem Vorkommen beobachtet, das bei Puluquiza, 3200 m, wahrscheinlich anstehend ist. Von Einsprenglingen sind in der rauhen, trachytischen Grundmasse Plagioklas, Hornblende und Biotit makroskopisch wahrnehmbar. U. d. M. liegen in einer glasigen Grundmasse mit reichlich Feldspatmikrolithen Einsprenglinge von einem Kalknatronfeldspat, der in seiner Mischung etwa dem Andesin-Oligoklas — Oligoklas entspricht; auf Schnitten parallel $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ schwanken die Auslöschungsschiefen um $0°$; ferner trifft man Einsprenglinge von Hornblende und Biotit; accessorisch erscheint Quarz. Pyroxen ist, abgesehen von den Zerfallprodukten der Hornblende, nicht vorhanden. Das Gestein steht danach auf der Grenze von Hornblende-Andesit zum Dacit.

Die Tridymitneubildung aus Hornblende findet sich in den verschiedensten Stadien der Entwickelung der Umwandlung, von den Anfängen der Resorption bis zur vollständigen Ersetzung der Hornblende durch Tridymit. (cf. Fig. 2 u. 3 der Tafel.)

Cerro Chuyuj, 3759 m.

No. 3145. Das Gipfelgestein des Cerro Chuyuj ist ein hellgrauer, dichter Hornblende-Andesit. Einsprenglinge sind unbedeutend. Im Schliff ist die Hauptmenge Feldspat in tafelförmiger Ausbildung. Aus dem Zerfall der Hornblende sind einzelne größere Pyroxenkristalle hervorgegangen.

Quebrada Cocha.

No. 3146—47, 3149. In den Geröllen aus der Quebrada Cocha, nahe dem Ort

Cocha, ist die Hornblende in der Regel unversehrt. Daneben macht sich Pyroxen als primärer Bestandteil geltend. Die Hypersthene zeigen kräftigen Pleochroismus. Die Grundmasse hat viel Glas.

Quebrada Pucayacu.

No. 3150—54, 3158. Die bei Chalan gesammelten Gerölle sind von dichtem, hellgrauen bis lichtrötlichen Aussehen. Von Einsprenglingen sind nur kleine Hornblenden zu nennen. Im Dünnschliff ist neben reichlich Feldspat nur Hornblende, gewöhnlich in frischem Zustande, und verschwindend Glimmer vertreten, während Pyroxen fehlt.

Quebrada Punin.

No. 3155—57. Zu denselben Eruptionsmassen gehören sicherlich die Blöcke in der Umgegend von Punin. Sowohl makroskopisch wie mikroskopisch sind sie den Laven aus der Quebrada Pucayacu zum Verwechseln ähnlich.

Pyroxen-Andesit.

Rio Chambo.

No. 2077. Auf der linken Seite des Rio Chambo, bei Puente de Licto, 2781 m, lagern dunkelgraue, einsprenglingsfreie Blöcke. Das vorliegende Handstück von denselben hat einen größeren, milchigen Quarzeinschluß. Unter dem Mikroskop sieht man viel braunes Glas mit schmalen Plagioklasleisten. Größere Einsprenglinge von Plagioklas und Pyroxen sind nicht allzu häufig. Ein monokliner Augit zeigt schöne Sanduhrstruktur.

No. 2078. Eine ca. 100 Fuß mächtige, säulenförmige Lava am Fuße des (Tula-) Aula-bug zeigt mit den obigen Blöcken große Ähnlichkeit. Makroskopisch ist sie noch etwas dichter und mit winzigen hellgrünen Augiten übersät. Mikroskopisch ist die Lava von derselben Zusammensetzung, nur kommt ein geringer Olivingehalt hinzu.

Rio Guamote.

No. 2094. Ein typisch porphyrisch entwickelter Pyroxen-Andesit hat seine Heimat in den Tuffen zwischen Guamote und Columbe. Der reichliche und bis zu 10 mm große Feldspat ist frisch und glasglänzend. Auch die Pyroxene des Dünnschliffs sind groß entwickelt und teilweise kristallographisch begrenzt. Der monokline Augit hat nur schwachen Pleochroismus, dagegen der rhombische sehr deutlichen und zwar:

‖ 𝔟 𝔠 pol., bezw. ‖ 𝔞 schwing. = farblos mit Stich ins Rötliche,
‖ 𝔞 𝔠 pol., „ ‖ 𝔟 „ = farblos mit Stich ins Grünliche,
‖ 𝔞 𝔟 pol., „ ‖ 𝔠 „ = Stich ins Grünliche.

Die Grundmasse ist ein glasgetränkter Mikrolithenfilz.

Rio Chibunga.

No. 2098. Auf dem Abstieg von Riobamba vieja, 3207 m, nach Rio Chibunga, 2946 m, trifft man auf einen ebenfalls porphyrischen Lavastrom, jedoch sind die Feldspateinsprenglinge bei weitem kleiner. Dazu gesellen sich aber unregelmäßig begrenzte Partien von schwarzem Augit. Im Schliff herrscht ein dunkles Glas vor.

No. 3159. Das dichte braune Geröll aus dem Flußbett des Rio Chibunga bei Riobamba ist ein vitrophyrischer Pyroxen-Andesit.

Quebrada Cocha.

No. 3148. Von einigem Interesse ist ein dunkelbraunes Geröll aus der Nähe von Cocha insofern, als es das einzige Handstück ist, in dem neben Olivin Hornblende auftritt. Dieselbe ist auf nesterweise Partien beschränkt, die aus einem innigen, körnigen Gemenge von Hornblende, Plagioklas und Augit bestehen und allem Anscheine nach einer älteren Ausscheidung angehören.

Sangay.

Hornblende-Andesit.

Rio del Volcan.

No. 2622—23. Am Nordfuß der Verde-urcu am Rio del Volcan gehören die Gebirgsmassen in Höhe von 3750 m zur Familie des Hornblende-Andesits. In dichter, hellgrauer Grundmasse erscheinen schlecht begrenzte, weiße Plagioklase und schwarze Hornblenden. Ausgebrannte Schlacken haben einen mehr rötlichen Grundton. U. d. M. ist die Hornblende mit Opaziträndern umgeben und z. T. zonar aufgebaut. Der spärliche Augit ist Zerfallprodukt der Hornblende. An der hyalopilitischen Grundmasse ist ein dunkelgraues Glas beteiligt.

Rio Paira.

No. 2679—81, 2749. In den Geröllen und anstehenden Laven am Puente de Suña, ca. 2650 m, auf dem linken Ufer des Rio Paira, ist der Zerfall der Hornblende

so weit fortgeschritten, daß ihre frühere Anwesenheit nur noch durch die Konturen der Resorptionshaufen verraten wird, während der Innenraum durch Augitsubstanz ersetzt ist. Größere Einsprenglinge von Plagioklas fehlen. Derselbe bildet aber den Hauptbestandteil der hyalopilitischen Grundmasse.

Pyroxen-Andesit.

Verde-urcu del Volcan.

No. 2616. Der West-Abhang des Nordendes der Verde-urcu-Cordillere setzt sich in mittlerer Höhe aus einem grauen Pyroxen-Andesit zusammen, der ziemliche Mengen opazitischer Hornblende enthält. Die Pyroxenkörnchen der Grundmasse sind auf den Hornblendezerfall zurückzuführen.

No. 2617. Ein Geröll aus dem Huazi-urcu ist ein Vertreter des typischen grauen Pyroxen-Andesits mit hyalopilitischer Grundmasse. Im Schliff zeigen sich die normalen Erscheinungen.

No. 2618—19. Dasselbe läßt sich von dem Gestein sagen, welches der Quebrada de la Chorera gegenüber am Rio del Volcan in 3676 m Höhe am Nordfuß von Verde-urcu ansteht.

No. 2620—21. Bei zwei Handstücken von der Vereinigung des Rio del Volcan mit der Quebrada Sanchez-singuna, 3700 m, fällt die Menge von makroskopischem schwarzen Augit und ölgrünen Olivin auf. Im Schliff sind beide zu gleichen Teilen vorhanden. Der Olivin hat in der Randzone und auf Sprüngen Brauneisen abgeschieden.

No. 2624—27. Von einer Anzahl von Geröllen aus dem Rio del Volcan ist es zweifelhaft, ob sie zur Verde-urcu-Formation oder zum Sangay selbst gehören. Abgesehen von dem steten Hornblendegehalt bieten sie nichts besonderes. Der Grundteig ist ein braunes Glas.

No. 2628. Ebenso zweifelhaft ist es, ob die bei Cujipaccha, 3587 m, anstehenden Laven zu den Eruptionsmassen des Sangay oder der Verde-urcu-Cordillere zu rechnen sind. Nach dem gelegentlichen Olivin- oder Hornblendegehalt läßt sich eine Entscheidung nicht treffen, da beide Mineralien in den Gebieten vorkommen.

No. 2629. Von ganz anderem Aussehen wie die beiden oben beschriebenen Handstücke von der Vereinigung des Rio del Volcan mit der Quebrada Sanchez-singuna ist ein drittes Geröll ebendaher. Die makroskopischen Einsprenglinge fehlen, im Schliff ist nur Pyroxen zugegen, kein Olivin. Die sehr dichte Grundmasse ist hellgrau gefärbt.

No. 2030—31. Graue bis braune Schlackenblöcke vom oberen Teil des Rio del

Volcan, 3750 m, sind vitrophyrisch ausgebildet. Den Hauptteil der Grundmasse macht ein braunes Glas aus. In geringem Maße sind die Blöcke Hornblende führend. In dem ersten Schliff ist ein Hornblendedurchschnitt zu beobachten, der in überaus anschaulicher Weise den Vorgang beim Hornblendezerfall demonstriert. Den innersten Kern von brauner Hornblende, die noch sehr schön die prismatische Spaltbarkeit erkennen läßt, umgibt eine noch nicht differenzierte Zone von Opazit, darauf folgt eine Zone von neugebildeten Feldspatleistchen und Magnetitkörnchen und schließlich eine Zone von neugebildetem Augit.

No. 2632—36. Etwas unterhalb Cujipaccha, 3700 m, gehen die bis zu 15 Fuß mächtigen Laven bereits zu den basischeren Endgliedern über. In manchen Schliffen ist der Pyroxen- und Olivingehalt so groß, daß er den Plagioklas bei weitem überragt, welcher dann nur als Grundmassenkomponente anwesend ist. Auch die Struktur nähert sich der basaltischen.

No. 2637—40. Wieder einen mehr vitrophyrischen Charakter nehmen die zwischen der unteren Grenze des Arenal, 3830 m, und dem Gletscherrand von Sanchez-singuna, 4308 m, anstehenden dunkleren Lavamassen an. In ihnen waltet ein dunkelbraunes Glas vor. Wenn auch der Feldspat als Einsprengling an Bedeutung gewinnt, so ist Pyroxen und Olivin auch hier noch reichlich vorhanden.

No. 2641. ca. 50 Fuß hohe Felsen, die in 4450 m Höhe aus dem Gletscher selbst aufragen, enthalten nur Einsprenglinge von Feldspat und Pyroxen in hyalopilitischer Grundmasse. Die Felsen sind von hellgrauer Farbe.

Quebrada de la Chorera.

No. 2642. Der Lavastrom, der den Rand des Wasserfalls an der Mündung der Quebrada de la Chorera in den Rio del Volcan, 3600 m, bildet, ist ein echter Pyroxen-Andesit ohne jede Abnormität.

No. 2644—45. Dasselbe läßt sich bezüglich der Laven und Schlacken sagen, die 100 m höher vorkommen.

No. 2648. Mächtige Felsen an dem kleinen Wasserfall unterhalb des neuen Lavastroms zeichnen sich durch einen geringen Gehalt an resorbierter Hornblende aus.

No. 2650—52. Auch eine 50 Fuß dicke, hellgraue Lavabank auf der linken Talseite, bei Beginn des Gletschers, umschließt zerfallene Mineralpartien, die wohl als ehemalige Hornblende zu deuten sind.

No. 2653—59. Ausgeworfene poröse Schlacken und kompakte Bomben, die teils vom Gletscherrand, 4197 m, und höher hinauf bis zu 4900 m gesammelt wurden, vermitteln mit ihrem beträchtlichen Olivingehalt den Übergang zu den basaltischen Laven.

Der Pyroxen, zumal der rhombische, ist gern mit einer feinen Zone von Brauneisen umgeben. Die Grundmasse ist ein dunkelbraunes Glas.

Rio Upano.

No. 2675—77. Aus dem Flußgebiet des Rio Upano, 908 m, auf der Ostseite des Sangay, stammen drei Gerölle, welche in ihrem äußeren Aussehen recht verschieden sind.

Das erste Geröll ist dunkelgrau und zellig. Mit bloßem Auge ist Olivin auffindbar. Im Schliff überwiegt ein schwarz-braunes Glas.

Das zweite ist hellgrau, ohne makroskopische Einsprenglinge. Im Schliff erscheint neben Plagioklas und Pyroxen zerfallene Hornblende. Die Grundmasse ist hyalopilitisch.

Das dritte zeigt eine zarte Porphyrstruktur. Ein mehrere Centimeter großer, grünlich-brauner Einschluß erweist sich u. d. M. als Augit. Die Grundmasse besteht aus einem glasgetränkten Mikrolithenfilz.

Basalt.

Quebrada de la Chorera.

Einige Vorkommen in der Quebrada de la Chorera müssen wegen ihres geringen Kieselsäuregehaltes zum Basalt gerechnet werden, und zwar sind es vitrophyrisch ausgebildete Varietäten.

No. 2646—47. Im unteren Teil der Quebrada, etwas über 3700 m hoch, trifft man leichtporöse bis zellige dunkle Laven anstehend, deren Olivingehalt im Schliff mit den Einsprenglingen von Plagioklas und Pyroxen wetteifert. Die Grundmasse ist glasig.

No. 2649. Dasselbe trifft bei dem neuen Lavastrom zu, der das Tal der Quebrada ausfüllt, 4197 m. Der Kieselsäuregehalt wurde von mir zu 51,41 % bestimmt.

Azuay und Cuenca-Mulde.

Hornblende-Dacit.

Rio Pumachaca.

No. 2111. Wenn auch nicht ganz so typisch ausgebildet wie die Glimmer-Dacite aus den Cerros de Yaruquíes, so erkennt man bei den Laven vom Rio Pumachaca aus der Umgegend von Palmira auf den ersten Blick, daß man es mit echten Daciten zu tun hat, und zwar, da die Hornblende den Glimmer überwiegt, mit Hornblende-Daciten. Die Grundmasse ist wieder die bekannte, hell und rauh. Von Einsprenglingen heben

sich von ihr vor allen Dingen bis 10 mm lange Hornblendesäulchen von glänzend brauner Farbe und fettglänzende, bis 5 mm große Quarzdihexaëder ab. In geringeren Mengen kommen Feldspat und Biotit hinzu. Im Dünnschliff ist die Hornblende vollständig unzersetzt und nur kleinere Schmitzen neigen zu Zerfall. Sie gehört durchweg der grünen Varietät an. Wie in den Yaruquíes-Daciten fehlt dem Plagioklas auch hier oft die Zonarstruktur. Seine chemische Zusammensetzung entspricht dem Andesin-Oligoklas — Oligoklas, die Auslöschungsschiefen schwanken auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ um 0°. Quarz und Biotit zeigen die normalen Erscheinungen. Die Grundmasse ist gekörnelt.

No. 2119. Zum Verwechseln ähnlich sind Blöcke bei Cuncunpamba.

Hornblende-Andesit.

Quebrada de Jula.

No. 2102. Ein dichtes hellgraues Geröll, ohne nähere Fundortangabe, mit größeren gelblichen Plagioklaseinsprenglingen, führt reichlich Hornblende in resorbiertem Zustande. Der vorhandene Pyroxen ist aus Hornblende entstanden. Tridymit sieht man in Nestern der hyalopilitischen Grundmasse.

Rio Chibu.

No. 2112. Ein schiefriger, dunkelgrauer Block, dessen dichte Grundmasse mit winzigen weißen Plagioklasen überstreut ist, liegt bei Puente de los Andes, 3046 m, auf dem Wege von Guamote nach Ticsan. Auch im Schliff sind die Einsprenglinge nur von kleineren Dimensionen. Die Hornblende zeigt kaustischen Rand.

No. 2114. An derselben Fundstelle findet man aber auch Blöcke von wesentlich anderem Habitus und anderer Mineralzusammensetzung. In einem weißlichen, trachytischen Handstück gesellen sich zu den feinen Hornblendesäulchen und zu dem tafelförmigen Feldspat als accessorische Bestandteile Glimmer und Quarz Die Lava bildet somit ein Übergangsglied vom Hornblende-Andesit zum Glimmer-Andesit resp. zum Dacit. U. d. M. hat die Hornblende deutliche Spaltbarkeit und ist häufig zonar aufgebaut.

No. 2116. Große gelbliche Blöcke, welche bei Ingapamba, 3201 m, anstehen, lassen im Schliff nur reichliche Einsprenglinge von opazitischer Hornblende erkennen, Plagioklas fehlt als Einsprengling, dafür beteiligt er sich aber neben einem hellen Glas fast ausschließlich an dem Aufbau der Grundmasse, die eine fluidale Anordnung der Feldspatleisten aufweist. Obgleich ein Teil des accessorischen Pyroxens sicherlich aus dem Hornblendezerfall hervorgegangen ist, so beobachtet man jedoch vereinzelte größere Einsprenglinge von Augit mit idiomorpher Begrenzung, die ursprünglich sein dürften.

Rio Pumachaca.

No. 2125. Einen ausgesprochen trachytischen Eindruck macht wieder ein Lavablock unterhalb Ticsan auf dem Wege nach der Mina de Azufre. Besonders zahlreich auskristallisiert sind größere, weiße Plagioklase. Neben Hornblende tritt accessorisch Biotit auf, Quarz jedoch konnte mit Sicherheit nicht festgestellt werden. Immerhin dürfte das Gestein zu den Übergangsgliedern nach dem Dacit hin gerechnet werden können.

Ticsan-Alausí.

No. 2138. Ein porphyrisch erstarrter Lavablock bei Ticsan viejo, auf dem Wege von Ticsan nach Alausi, hat nichts Bemerkenswertes; außer Hornblende wenig Pyroxen. Unregelmäßige Tridymithaufen liegen in der glasdurchtränkten Grundmasse.

No. 2139—40. Zwei Handstücke aus derselben Gegend sind von besonderem Interesse wegen ihres Quarzgehaltes. Als formlose, höchstens 1—2 mm große Partien liegt der Quarz, immer vereinzelt, in einer dunkleren, dichten Grundmasse. Von weiteren Einsprenglingen sind Plagioklas und Hornblende zu nennen. Bei der speziellen Beschreibung des Dacits habe ich hervorgehoben, weshalb Gesteine mit einem derartigen accessorischen Quarzgehalt nicht zum Dacit gehören, sondern besser als Quarz führende Andesite bezeichnet werden. Im Dünnschliff bildet der Quarz rundliche Butzen, die mit einer Augitaureole umgeben sind. Eine kristallographische Begrenzung ist nicht mehr nachweisbar. Ein derartiges Individuum ist nach dem bei der Mineralbeschreibung des Quarzes angegebenen Zwillingsgesetz nach P2 (1122) verzwillingt (cf. Fig. 1 der Tafel). Ein Hornblendeeinsprengling hat Sanduhrstruktur. Der Feldspat hat Andesincharakter, auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ beträgt die Auslöschungsschiefe ungefähr — 12°.

Rio Súcus.

No. 2142. Ein hellgraues Gestein vom Cerro Patarata, unterhalb Alausí, auf der linken Seite des Rio Súcus, wurde beim Abstieg nach dem Rio Chanchan gesammelt. Es hat große Ähnlichkeit mit den Laven, die unterhalb Ticsan vorkommen, No. 2125, und dürfte ebenfalls zu den Übergangsgliedern nach dem Dacit hin zu zählen sein. Die Grundmasse ist holokristallin-körnig. Auffallend in derselben sind größere, nach der Basis getroffene Apatitkristalle.

No. 2143. In einem dichten grauen Vorkommen, mit einem Stich ins Rötliche, ist wieder ein geringer Quarzbestand zu konstatieren, der aber wohl sekundärer Natur sein dürfte. Der Quarz geht zuweilen mit Feldspat eine granophyrische Verwachsung ein. Der Feldspat ist der Hauptbestandteil, Hornblende tritt sehr zurück, Pyroxen fehlt gänzlich. Als Fundort wird die Gegend zwischen dem Fuß des Cerro Patarata und Rio Chanchan angegeben.

No. 2144. Bei einem anderen hellgrauen Felsen in derselben Gegend spielt die Hornblende, und zwar die grüne Varietät, wieder eine größere Rolle. Auch ein hellbraunes Glas kommt hinzu.

Chunchi-Cañar.

No. 2154—55. Zwei Lavablöcke bei Hacienda Chimbu-Guataxi, 1902 m, zeichnen sich durch bis 10 mm große Feldspate aus. Die Hornblende ist total zerfallen. Der Pyroxen dürfte zum größten Teil ein Zerfallprodukt der Hornblende sein. Die Grundmasse ist hyalopilitisch und mit äußerst feinen Erzkörnchen imprägniert.

No. 2156. In einem Lavageröll aus dem Rio Huabalcon, 1855 m, sind die Hornblendeeinsprenglinge ungewöhnlich starksäulig ausgebildet. Über $1/2$ cm dicke Kristalle sind keine Seltenheit. Im Schliff ist an manchen Querschnitten die Fläche $a = \infty P \bar{\infty}$ (100) angedeutet. Auch beherbergt die Hornblende des öftern kleine Apatitsäulchen. Das Gestein ist von schmutzig-gelber Farbe.

No. 2161. In einem Lavablock von Hato Shical, 3057 m, der stark verwittert ist, zeigt die Hornblende zonaren Aufbau.

No. 2163. Aus den Tuffen in der Loma Ovejería, zwischen Shical und Tambo, stammt ein verwittertes Gestein, das in ganz vereinzelten Einsprenglingen Quarz führt. Hornblende ist reichlich vertreten.

No. 2164. Der Hornblende-Andesit in den Tuffen der Loma zwischen dem Rio Lamai und dem Rio Guaillaganga, 3444 m, ist von mehr porphyrartigem Habitus. Von makroskopischen Einsprenglingen kommen hauptsächlich trübe, weiße Plagioklase in Betracht, weniger Hornblende. Im Schliff ist die Hornblende total zerfallen, als Einschluß ist bestäubter Apatit in ihr zu beobachten.

No. 2169. In den Lavablöcken aus den Tuffen zwischen El Tambo und Rio Molobog, 2833—2975 m, ist die Hornblende wieder besser erhalten und weist fast gar keine Zerfallerscheinungen auf. Der Feldspat ist durch randliche Grundmasseneinschlüsse stark getrübt. Pyroxen ist als ursprünglicher Bestandteil anwesend.

Incapirca-Paradones.

No. 2175. Das zum Bau des Incakastells verwandte Gestein umschließt größere Partien von Glimmerschiefer. Einsprenglinge sind in der dichten Grundmasse mit unbewaffnetem Auge nicht wahrnehmbar.

No. 2179. Unterhalb Volarumi, ca. 3800 m, steht ein schwarzer, porphyrischer Hornblende-Andesit an, der mit einer braunen Verwitterungskruste bedeckt ist. Von

Einsprenglingen kommt am meisten resorbierte Hornblende in Frage. Pyroxen fehlt. In der hyalopilitischen Grundmasse liegen viele Erzkörnchen und größere bestäubte Apatite.

Nr. 2181—82. In der mehr trachytisch aussehenden mächtigen Lava von Paradones, 4051 m, ist der Plagioklas wieder vorwaltend. Hornblende ist nur in kleinen Schmitzen sichtbar. Die Grundmasse ist pilotaxitisch, da Glas fast ganz zurücktritt.

Pucaloma.

No. 2184—85. Lavablöcke von hellgrauer bis rötlicher Farbe aus den Tuffen, die man beim Aufstieg von Espindola, 3947 m, nach Pucaloma, 4445 m, berührt, haben neben größeren weißen Plagioklaseinsprenglingen nichts Bemerkenswertes. Die Hornblende ist opazitisiert. Pyroxen fehlt. Die Grundmasse ist unfrisch und z. T. mit Eisenhydroxyd durchtränkt.

No. 2186—87. Die Lava, welche bei Pucaloma selbst ansteht, enthält etwas mehr Hornblende in frischem Zustande und ist wohl lediglich eine Varietät.

Quebrada Catral.

No. 2188. Beim Abstieg von Pucaloma nach Achupallas, auf der Nordseite des Azuay, begegnet man einem dichten, hellgrauen Hornblende-Andesit ohne Besonderheiten. Die Hornblende im Schliff ist zerfallen.

Nr. 2189. In den Tuffen der Quebrada Catral ist eine mehr körnige Fazies verbreitet mit hakigem Bruch. Die Hornblende hält an Menge dem Feldspat das Gleichgewicht. Die Grundmasse ist ein braunes Glas mit nur wenigen Plagioklasmikrolithen.

Rio Molobog.

No. 2193—96. Auf der linken Seite des Rio Molobog, am Paso de las Escaleras, sind die Laven in den Tuffen bei Cañar mit ausgezeichneter Porphyrstruktur entwickelt. In dichter, hellgrauer bis purpurbrauner Grundmasse sind schöne frische, über 10 mm große Plagioklase und ebenso große Hornblendesäulen auskristallisiert. U. d. M. ist die Hornblende frisch und in einzelnen Durchschnitten zonar gebaut. Den Grundteig bildet ein trübes helles Glas. Pyroxen ist nur in bescheidenen Quantitäten zu finden.

Rio Pulugay.

No. 2206. Zwischen den Sedimentgesteinen bei Rumi-urcu, oberhalb Chuquipata, 2405 m, am rechten Ufer des Rio Pulugay, scheinen die dort vorkommenden Hornblende-Andesite eine sehr wechselnde Struktur zu haben. Das erste Handstück ist vollständig

dicht, nur vereinzelte größere Feldspate sind in der gelblichen Grundmasse eingesprengt. Hornblende tritt makroskopisch und mikroskopisch zurück; vornehmlich beteiligt sich im Dünnschliff Plagioklas an der Zusammensetzung.

No. 2208. Ein zweites Handstück ist typisch porphyrisch entwickelt. Die Plagioklastafeln und Hornblendesäulen erreichen eine Größe von über 10 mm. Auch im Schliff sind beide Mineralien gleichmäßig vertreten. Die Hornblende läßt dabei in ein und demselben Kristall Übergangsstadien von der grünen Varietät in die braune erkennen. Interessant ist das Handstück außerdem noch wegen des pleochroitischen Apatits. Die Absorptionsfarben schwanken zwischen goldgelben und lichtbräunlichgelben Tönen. Merkwürdigerweise sind nur die Randzonen pleochroitisch, während der Kern weiß gefärbt ist. Die Grundmasse ist in der Hauptmenge ein braunes Glas.

Rio Guacarcuchu.

No. 2213—15. Hellgefärbte Gerölle von der linken Seite des Rio Guacarcuchu, bei Choellopamba, bieten die für Hornblende-Andesite gewöhnlichen Erscheinungen. Die Hornblende ist teils frisch, teils zersetzt. Die Grundmasse erweist sich als hyalopilitisch.

Rio Biblian.

No. 2217—18. Zwei gänzlich verschiedene Proben wurden aus der Gegend von Biblian mitgebracht, 2639 m. Im ersten Handstück liegen in trachytisch-rauher Grundmasse zu gleichen Teilen Feldspate und Hornblenden. U. d. M. ist die Hornblende frisch, die Grundmasse hyalopilitisch.

Beim zweiten Handstück liegen in rotbrauner, glasiger Grundmasse nur reichliche Mengen von einem mikrotinartigen Feldspat. U. d. M. ist die Hornblende resorbiert, die Grundmasse ein gekörneltes Glas.

Quebrada Sidcay.

No. 2223. Ein hellgraues Geröll nahe der Mündung der Quebrada Sidcay in den Rio de Cuenca, ca. 2500 m, ist über und über mit schwarzglänzenden Hornblendekriställchen von 3—4 mm Größe übersät. Plagioklas tritt als Einsprengling nicht hervor. Im Schliff sind beide Mineralien in denselben Mengen vertreten. Die Hornblende ist randlich korrodiert. Die Pyroxene der Grundmasse rühren vom Hornblendezerfall her.

Pyroxen-Andesit.

Quebrada de Jula.

No. 2110. Auf dem Wege von Jula nach Palmira in der Guamaní-loma, 3907 m,

haben die Gesteine reinen Pyroxen-Andesitcharakter. Der Hypersthen hat nicht allzu kräftigen Pleochroismus. Nur ganz sporadisch sind winzige Hornblendeschmitzchen in dem hellen Glase der Grundmasse zu beobachten.

Rio Pumachaca.

No. 2120. Ein graubraunes Geröll wurde vom Rio Pumachaca aus einer Höhe von 3179 m mitgebracht. Äußerlich zeigt es gelbliche Spuren von Eisenlösungen. Die Feldspate sind tafelförmig entwickelt. Die Grundmasse ist ein glasgetränkter Mikrolithenfilz.

No. 2121. Mehr glasig ist ein Vorkommen am Abhange der Guamaní-loma, zwischen Pumachaca und Ticsan, auf der Höhe von Muyucanchi, 3300 m. Der Pyroxen kommt sowohl als Einschluß in Feldspat, wie auch innig verwachsen mit demselben vor. Der Feldspat ist durch vielfache Einschlüsse des braunen Grundmassenglases getrübt.

Quebrada del Molino.

No. 2122. Das schwarzgraue Gestein mit hakigem Bruch von dem Abstieg von Hacanang nach Ticsan, vor der Quebrada del Molino, 3342 m, könnte man ebensogut zum Hornblende-Andesit stellen. Es enthält nur wenige kleine Augite und resorbierte Hornblendepartien; außerdem ist der Augit wahrscheinlich aus Hornblende hervorgegangen. Den Hauptbestandteil sowohl als Einsprengling wie in der Grundmasse macht der Plagioklas aus.

No. 2123. In einem schwarzen Geröll unmittelbar vor Ticsan hat der Pyroxen die Oberhand. Hornblende, mit kaustischem Rand versehen, ist nur in wenigen Exemplaren auffindbar. Die Grundmasse besteht aus einem hellen, mit Mikrolithen von Plagioklas und Erz angereicherten Glase.

No. 2124. Eine kurze Strecke unterhalb Ticsan, 2947 m, auf dem Wege nach der Mina de Azufre, weist ein hellgrauer Gesteinsblock kleinere Blasenräume auf, in denen sich Eisenlösungen abgesetzt haben. Neben größeren Pyroxenen treten geringe Mengen zerfallener Hornblende auf. Am Aufbau der Grundmasse beteiligen sich schlecht ausgebildete Nester von Tridymit.

No. 2126. Der Ostabhang des Hügels der Mina de Azufre wird von einem normalen Pyroxen-Andesit zusammengesetzt. Die dunkle Grundmasse ist glasig und umschließt schwarze Augitkristalle.

No. 2127—28. Einen etwas mehr porphyrischen Charakter nehmen dann die Gesteinsmassen etwas unterhalb des Gipfels an, um ihn auch auf dem Gipfel selbst beizubehalten, 2835 m. In dichter grauer Grundmasse sieht man zahllose, kaum einen

Millimeter große, weiße Plagioklase. Ebenfalls winzige gelbe Flecke sind wohl auf verwitterten Augit zurückzuführen.

Rio Súcus.

No. 2141. Neben den beschriebenen Hornblende-Andesiten finden sich auf der linken Seite des Rio Súcus, dicht vor Alausí, 2371 m, auch reine Pyroxen-Andesite ohne jeden Hornblendeeinsprengling an. Sie sind von dunkelgrauer Färbung und vollkommen dicht. Einzelne undeutlich begrenzte gelbliche Partien sind feldspatiger Natur. Im Schliff ist der Hauptbestandteil der Grundmasse ein helles Glas.

No. 2145. Eine zweite Probe, welche die Felsen zwischen dem Fuß des Cerro Patarate und dem Rio Chanchan lieferten, besitzt ebenfalls gelbliche Feldspatpartien, aber in weit reicherem Maße, vergesellschaftet mit kleinen dunklen Augiten, deren Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty} (100)$ mit eingelagerten Lamellen versehen sind. Der Hypersthen ist kräftig pleochroitisch in grünlichen bis gelblichen Tönen.

Cerro Puñay.

No. 2157. Beim Aufstieg vom Rio Huabalcon nach Pacchabamba, 2277 m, Südost-Fuß des Cerro Puñay, auf dem Wege von Chunchi nach Cañar, zeichnet sich ein gelblicher Pyroxen-Andesit durch bis 10 mm große Plagioklastafeln aus. Auch im Dünnschliff fällt die Größe der Feldspate auf, die die Hauptkomponente abgeben. Zum Pyroxen gesellen sich wenige resorbierte Hornblenden. Die Grundmasse ist körnig und beinah holokristallin, da Glas fast gar nicht zu beobachten ist.

No. 2158. Die vom Süd-Abhang des Cerro Puñay herabgestürzten Blöcke lassen die großen Feldspateinsprenglinge vermissen. In der Zusammensetzung aber haben sie große Ähnlichkeit mit den vorigen, nur spielt ein helles Glas in der Grundmasse eine größere Rolle.

Quebrada Salto de las Piedras.

No. 2159. Auch die grau-gelben Blöcke in der Quebrada Salto, zwischen Hoyaxí und Shical, ca. 2900 m, haben einen mäßigen Prozentsatz an zerfallener Hornblende. Außerdem machen sich in der hyalopilitischen Grundmasse größere quergegliederte bestäubte Apatite geltend.

Quebrada Shical.

No. 2160. Die Lavablöcke aus der Quebrada Shical, 3057 m, sind wieder von großem Feldspatreichtum. Hornblende tritt dagegen zurück. Erz ist in größeren

Partien vorhanden, auch verwachsen mit Augit. Die Grundmasse ist ein glasgetränkter Mikrolithenfilz.

No. 2166. In den Tuffen oberhalb El Tambo haben die Laven makroskopisch genau dasselbe Aussehen. Im Schliff aber sind die Pyroxene z. T. opalisiert, sodaß sie bei einer ganzen Umdrehung um 360° dunkel bleiben. Mit Fuchsin behandelt färben sich die opalisierten Kristalle.

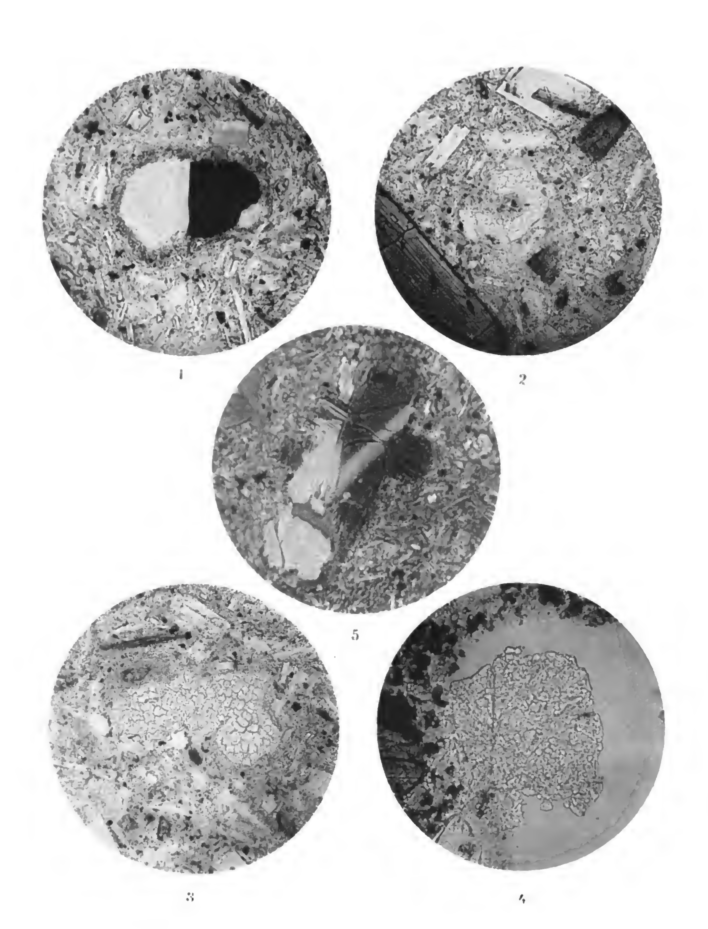
Culebrillas-Tal.

No. 2180. Auf der linken Seite des Culebrillas-Tales, bei Travesía de Paradones, nehmen die grauen Gesteine einen porphyrischen Charakter an, der in erster Linie durch massenhafte, in der Größe wechselnde, weiße Plagioklase bedingt wird. Daneben werden vereinzelte größere Augite sichtbar. Auch u. d. M. haben die Augite beträchtliche Dimensionen. Ein derartiges nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) verzwillingtes Individuum fällt durch die ausnahmsweise zahlreichen eingelagerten Zwillingslamellen auf.

No. 2183. Ein stark verwittertes Handstück hat seinen Ursprung am Puente Espindola, 3947 m, im oberen Teil des Culebrillas-Tales. Einsprenglinge sind mit unbewaffnetem Auge nicht mehr zu erkennen. Im Dünnschliff sieht man neben Feldspat und Pyroxen häufige Mengen von Brauneisen, die vielleicht von früherem Olivin herrühren. Serpentinisierte Hohlraumausfüllungen der ebenfalls unfrischen Grundmasse, z. T. mit Opal verwachsen, zeigen das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz.

Rio Cuenca.

No. 2241. Ein dichtes, grau-schwarzes Gestein, welches in der Quebrada zwischen Turi und Baños gefunden wurde, zeigt im Schliff alle Merkmale eines typischen Pyroxen-Andesits. Die Feldspate sind teilweise durch braune Glaseinschlüsse getrübt. Die Grundmasse ist ein glasgetränkter Mikrolithenfilz.


1
2
5
3
4

Figuren-Erklärung.

Fig. 1. Quarzzwilling nach P_2 $(11\bar{2}2)$ in einem Quarz führenden Hornblende-Andesit von Ticsan viejo, auf dem Wege von Ticsan nach Alausí, Azuay. p. 123.

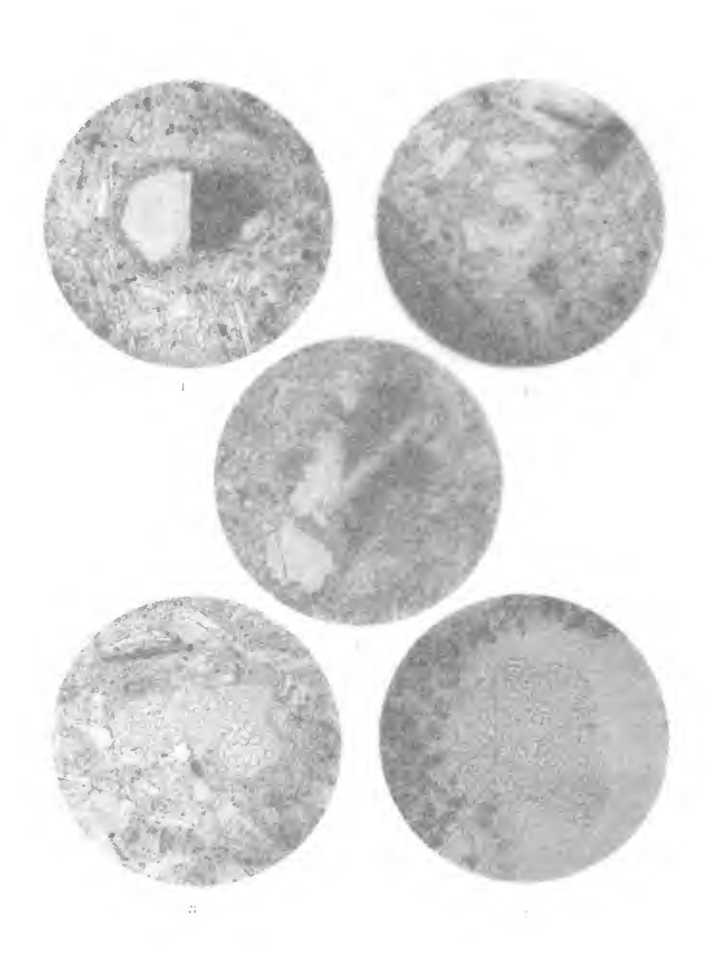
Fig. 2. Tridymit aus Hornblendezerfall, Beginn des Zerfalls; in einem Hornblende-Andesit von Puluquiza, auf dem Wege von Yaruquíes nach Coltacocha, in den Cerros de Yaruquíes. p. 125.

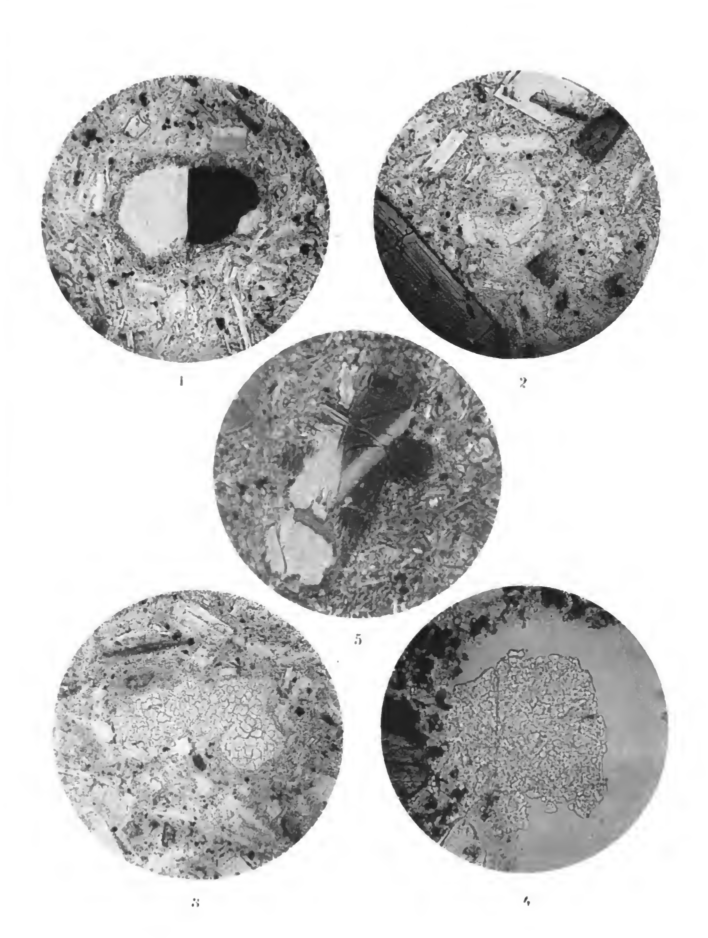
Fig. 3. Tridymit aus Hornblendezerfall, vollendeter Zerfall; von demselben Fundpunkte wie die vorige Figur. p. 125.

Fig. 4. Tridymit aus Plagioklasresorption; in einem Pyroxen-Andesit von Yuracpata am Rio Guapante, Cordillera de Píllaro. p. 126.

Fig. 5. Hornblendekristall nach drei verschiedenen Gesetzen verzwillingt; in einem Hornblende-Andesit von Ticsan viejo, auf dem Wege von Ticsan nach Alausí, Azuay. p. 127.

Die Originalaufnahmen wurden nach den Dünnschliffen im mineralogisch-petrographischen Institut durch den Vertreter der Firma Carl Zeiss, Herrn Hänsel in Berlin, mittelst des Zeiss'schen großen mikrophotographischen Apparats gemeinschaftlich mit dem Verfasser gemacht. Es wurde ein Linsensystem mit ca. 200facher Vergrößerung benutzt.





III.

DIE ÄLTEREN GESTEINE

DER

ECUATORIANISCHEN OST-CORDILLERE

SOWIE DIE DES

AZUAY UND EINES TEILES DER CUENCA-MULDE.

BEARBEITET VON

F. VON WOLFF

1904.

III.

DIE ÄLTEREN GESTEINE

DER

ECUATORIANISCHEN OST-CORDILLERE

SOWIE DIE DES

AZUAY UND EINES TEILES DER CUENCA-MULDE.

BEARBEITET VON

F. VON WOLFF

1904.

Inhaltsverzeichnis.

I. Einleitung.

Die **älteren Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere** bilden den Gegenstand der nachfolgenden Arbeit. Dieselben wurden von Herrn Geheimrat W. Reiss während seines Aufenthaltes in Ecuador in den Jahren 1870—1874 gesammelt und machen einen Teil seiner dem mineralogisch-petrographischen Institut und Museum zu Berlin überwiesenen Sammlungen aus.

Der Abschnitt der ecuatorianischen Ost-Cordillere, der hierbei in Frage kommt, erstreckt sich vom **Cayambe** südwärts bis zum **Azuay**, umfaßt also **die Ost-Cordillere** in ihrer gesamten Erstreckung durch den größten Teil von Ecuador, vom Äquator bis zum 3. südlichen Breitengrade.

Es sind der Ost-Cordillere innerhalb dieser Grenzen die stattlichsten Vulkanriesen zum Teil im Westen vorgelagert, zum Teil ihr aufgelagert, so der Cayambe, das Guamanígebirge, der Antisana, der Cotopaxi mit seinen Trabanten, der Tunguragua, Altar, Sangay und Azuay. Diese Vulkane, von denen mehrere wiederholte, verheerende Eruptionen noch in historischen Zeiten machten, haben die alte Cordillere mit ihren Auswurfsmassen verdeckt.

Das ältere Grundgebirge ist in der nördlichen Hälfte außerordentlich schwer zugänglich. Meist kommt dasselbe im Grunde der tiefen Quebradas unter der jungvulkanischen Bedeckung zum Vorschein, oder einzelne Teile sind von der vulkanischen Umhüllung frei geblieben und ragen inselartig hervor. Diese hochgelegenen Teile des Gebirges sind öde und unwirtlich.

Wenn auch die Flüsse in ihren Geröllen ein reiches Bild der in der alten Cordillere anstehenden Gesteine enthüllen, so muß doch unsere Kenntnis im ganzen als sehr lückenhaft gelten.

Von dem Gebiet zwischen Pamba-marca und Antisana und den Bergen des Cotopaxi hat Herr Geheimrat Reiss[1]) eine eingehende topographisch-geologische Beschreibung gegeben und die über diese Gebiete vorhandene Literatur zusammengestellt. Da die beiden Abhandlungen zahlreiche Hinweise auch auf die südlichen Teile enthalten, so kann ich mich auf einige kurze orientierende, die alte Cordillere speziell betreffende Vorbemerkungen beschränken und werde dabei hauptsächlich den Darstellungen von W. Reiss, A. Stübel und Th. Wolf folgen.

W. Reiss hat in der obenangeführten Abhandlung gezeigt, daß dem Erwachen der intensiven Vulkantätigkeit eine Periode starker Abtragung vorangegangen ist. Sedimente der Kreideformation, soweit sie nicht in stärkerem Maße an dem Faltungsprozeß teilgenommen haben, sind namentlich in den südlichen Provinzen zum Teil verschwunden. Andere Schichten, welche die Gipfel der Ost-Cordillere in scheinbar diskordanter Überlagerung krönen, zum Beispiel am Cerro hermoso de los Llanganates, die Reiss in Übereinstimmung mit den gleichen Gesteinen Colombias für Denudationsreste der Kreideformation hält, möchte ich nicht als Denudationsreste ansprechen, sondern vielmehr ist die diskordante Überlagerung durch tektonische Vorgänge zu erklären, wie später gezeigt werden soll.

In den südlicheren Provinzen, so namentlich in der Provinz Azuay, schalten sich zwischen die alte Cordillere und die jungvulkanischen Produkte Sandsteine der Kreideformation ein, steil aufgerichtet und nahezu meridional streichend. Auch sie zeigen deutliche Spuren starker Abtragung.

Der Ost-Cordillere im Westen vorgelagert und die Verbindung mit der West-Cordillere herstellend, trifft man im Süden ältere Eruptivgebiete, Quarzporphyrdecken und basische Gesteine der Augitporphyritreihe. Auch sie gehören der Kreideformation an. Erst auf dem Westabhang der West-Cordillere treten Sedimente der Kreideformation auf größeren Strecken zusammenhängend auf.

Die Kreideformation hat aber beide Cordilleren aufgebaut.

Aus dem Gesagten ergibt sich eine Zweiteilung der hier zu behandelnden Gesteine, nämlich:

I. Gesteine der kristallinen Cordillere; es sind gneissartige Gesteine, Phyllite, Quarzit- und Graphitschiefer, mit reichlichen Einlagerungen von Amphibolgesteinen, und endlich Tonschiefer.

---

[1]) W. Reiss: Ecuador 1870—1874. I. „Die vulkanischen Gebirge der Ost-Cordillere vom Pamba-marca bis zum Antisana", bearbeitet von E. Elich. Berlin 1901, S. 1–56.

W. Reiss u. A. Stübel: „Reisen in Südamerika". Das Hochgebirge von Ecuador. II. Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und Quilindaña, bearbeitet von A. Young. Berlin 1902. S. 63–189.

Granit- und Diorit-Massive treten innerhalb der kristallinen Cordillere häufiger auf.

II. Die Kreideformation mit ihren Eruptivgesteinen; es sind Kalksteine, Sandsteine, Quarzporphyr- und Augitporphyritdecken. Die Sedimente, soweit sie nicht kristallin umgewandelt sind, gehören vorzugsweise den Sandsteinen an.

Es ist eingangs bereits darauf hingewiesen worden, daß die ältere Cordillere meist unter jungem Eruptivmaterial begraben ist, es mag somit eine kurze topographische Übersicht der Gegenden, welche die ältere Cordillere aufgeschlossen zeigen, zweckdienlich vorausgeschickt werden.

Südlich vom Cayambe markieren sich auf der Ost-Cordillere zwei höhere Gipfel: der Pamba-marca oder Frances-urcu 4093 m und der Sara-urcu 4700 m (4725 m n. Whymper).

Von diesen beiden Bergen ist der erstere mit vulkanischem Material, namentlich aeolischem Cangahuatuff, bedeckt. Der Sara-urcu sowie das Hochland zwischen ihm und dem Pamba-marca und Cayambe gehören dem kristallinen Gebirge an.

Der Sara-urcu ist stark vergletschert. Nach W. Reiss reicht die Schneegrenze auf der Westseite des Berges bis 4364 m, die Gletscherenden bis 4176 m. Die Moränen dieses „Anjel-maria-pamba-Gletschers" weisen eine reiche Musterkarte von Gipfelgesteinen des Sara-urcu auf.

Die Gesteine des Sara-urcu und des Hochplateaus im Westen, bei Corredor-Machai, 3895 m, tragen ziemlich einheitlichen Charakter.

Entsprechende Gerölle führen die das Gebiet entwässernden Flüsse, so der Rio Pisque, ein Nebenfluß des Rio Guaillabamba, der Rio Sagari und die zahlreichen Gewässer, die dem Amazonas zueilen.

Verfolgt man die Ost-Cordillere weiter nach Süden, so ist sie auf größere Strecken durch die vulkanischen Massen vollständig verhüllt. Es folgt das Guamaní-Gebirge mit seinen liparitischen Auswurfsmassen, dann der Antisana mit seinem Fußgebirge. Nur die am tiefsten eingeschnittenen Flußtäler, wie das des Papallacta, legen das kristalline Gebirge bloß. Südlich vom Antisana sind es die Cimarrones-Berge und teilweise die Valle-vicioso-Berge mit ihrem östlichen Ausläufer, dem Cubillan, die zur Grund-Cordillere gehören. Weiter südlich treten kristalline Gesteine in den Bergen der Carrera nueva auf, die sich unmittelbar an die Valle-vicioso-Berge anschließen.

Die weitere Fortsetzung der Cordillere nach Süden bildet die östliche Umrandung der interandinen Mulde von Latacunga. Hier ist das kristalline Gebirge auf größere Strecken freigelegt.

Hart am Westrande der Cordillere fließt von Norden nach Süden der Rio Patate, dessen Hauptquellfluß der Rio Cutuchi ist. Derselbe nimmt den von Süden kommenden Rio Chambo, der in seinem Oberlauf auch Rio Cebadas heißt, auf, und durchbricht, nach Osten abbiegend, als Rio Pastaza in einem Quertal die Ost-Cordillere, um zum Atlantischen Ozean abzufließen.

Bis zu diesem letzteren Quertal ist die Kammlinie der Cordillere frei von jungen Eruptivgesteinen. Man nennt diesen Teil des Gebirges die Cordillera de los Llanganates, die ihre höchste Erhebung im Cerro hermoso de los Llanganates mit einer Meereshöhe von 4576 m hat. Auch dieser Berg ist wie der Sara-urcu vergletschert und seine Gletscherenden reichen bis 4242 m herab.

Den Gipfel dieses Berges krönt, wie bereits erwähnt ist, ein isolierter Rest der beide Cordilleren aufbauenden Kreideformation.

Im Westen vorgelagert läuft, der Cordillera de los Llanganates etwa parallel, die Cordillera de Píllaro, an deren Aufbau sich junge Eruptivgesteine bereits in größerem Maßstabe beteiligen.

Herr Reiss ist der erste und bis jetzt einzige Forscher, der in das unwirtliche und außerordentlich schwer zugängliche Llanganatengebirge eingedrungen ist. Die von ihm dort gesammelten Handstücke erinnern in vieler Beziehung an die das Sara-urcugebiet aufbauenden Gesteine.

Bei der schweren Zugänglichkeit des Gebietes werden die Gerölle der aus dieser Gegend kommenden Flüsse das geologische Bild vervollständigen müssen, es sind das die linken Nebenflüsse des Rio Patate, insbesondere der Rio Guapante und der Rio Píllaro.

Für die Südseite des Gebirges kommen die steilwandigen linken Quertäler des Pastaza in Betracht, die bei Agoyan, Atombos, Mapote in das Haupttal einmünden, ferner die Quebrada Margajitas, der Rio Topo und andere mehr.

Das sich nach Süden anschließende Stück der Ost-Cordillere bildet den Ostrand der Riobambamulde. Es ist wenigstens in der nördlichen Hälfte unter den vulkanischen Massen des Tunguragua und Altar fast ganz bedeckt.

Nur an einzelnen Stellen ragt das Grundgebirge im Norden, Süden und Osten aus der vulkanischen Bedeckung des Tunguragua hervor. Hier ist die Ähnlichkeit der kristallinen Gesteine mit denen des Llanganatengebirges eine auffallend große.

Etwas besser enthüllt ist die kristalline Cordillere im Fußgebirge des Altar, so im Nordwesten am Cazeron 4150 m, im Westen an der Pasuasu-loma, in den Páramos von Quimiac, im Süden am Cerro Toldo und Condorasto u. s. w.

Auf das interessante Kohlevorkommen in der Quebrada Penicuchu bei Penipe, im nordwestlichen Fußgebirge, soll im speziellen Teil näher eingegangen werden.

Vom Cerro Toldo nach Süden ist die westliche Flanke der Ost-Cordillere frei, die östliche dagegen wird von den Ausbruchsmassen des Sangay verhüllt.

Die westliche unbedeckte Flanke läßt sich vom Cerro Toldo über den Cubillin zur Alao-Cordillere verfolgen, die selbst weiter in die Cebadas-Zhasquin-cordillere ausläuft.

Der Rio Chambo oder Rio Cebadas, wie er in seinem Oberlauf auch genannt wird, fließt hart am Westabfall des Gebirges entlang. Seine rechten Nebenflüsse haben daher nur einen sehr kurzen Lauf und eignen sich besonders dazu, Aufschluß über die petrographische Beschaffenheit beider Cordilleren zu geben. Der größte dieser zur Alao-Cordillere gehörige Nebenfluß ist der Rio Alao, der etwas südlich von Pungalá das Tal erreicht, weit kürzer ist die von Cubillin herabführende Quebrada Ulpan.

Von der Kammlinie der Alao-Cordillere breiten sich weite, von tiefen Tälern unterbrochene Hochflächen bis zum Sangay aus, auf welchen der Calcitpungu, 4169 m, und der Azatapungu, 4350 m, zu erwähnen sind.

Auf der Westseite der Alao-Cordillere hat der Rio Chambo ein das kristalline Gebirge durchbrechendes Granit- und Dioritmassiv angeschnitten.

Das Alaomassiv setzt sich auf der anderen Seite des Flusses fort. Zu ihm gehören die nördlichen Ausläufer der Cerros de Yaruquíes, die nach Osten mit den Dioritfelsen des Tunshi del Falconi zum Chambotal, in 2705 m Meereshöhe, abfallen. Bei der Puente de Licto liegt die Talsohle in 2781 m Höhe.

Die herrschenden Gesteine der Alao-Cordillere sind Tonschiefer mit mächtig entwickelten Grünschiefern und schiefrigen Diabasgesteinen.

Die südliche Fortsetsung der Alao-Cordillere ist die Cebadas-Zhasquin-Cordillere, von der W. Reiss[1]) eine anschauliche Schilderung entwirft. Über diese Cordillere führt der Paß nach Mácas in das Amazonasgebiet. Riobamba ist der Ausgangspunkt für diesen Cordillerenübergang. Der Weg führt im Tale des Rio Chambo stromaufwärts.

Am Orte Cebadas hat man das Ende des Alaomassives erreicht. Über Ichañag, Ichubamba steigt man hinan. Das Tal wird immer enger und wilder. Gegen Ende der zweiten Tagereise erscheinen im Hintergrunde des Tales hohe Felszacken, schwarze Kämme und Grate der Cerros de Zhasquin, aus blendend weißen Schnee-

---

[1]) W. Reiss: „Ein Besuch bei den Jivaros-Indianern". Verhandl. d. Gesell. f. Erdkunde z. Berlin 1880. S. 327—329.

feldern aufragend. Dieselben stellen die höchste Erhebung der Ost-Cordillere dar. Die enge Schlucht des Rio Cebadas oder Rio Colay, wie er auch genannt wird, erweitert sich dort plötzlich zu einem beckenförmigen Hochtal, welches mit Sümpfen und Seeen erfüllt ist und gegen Osten sich öffnet. Das ist die Paßeinsattlung im Kamm der Ost-Cordillere.

Die sehr niedrige Wasserscheide liegt in einer Höhe von 3548 m und scheidet die Seeen Cazadora cocha und Colay cocha vom Cocha redonda, die ersteren speisen den Cebadas, während der letztere nach Osten in den Rio Paira entwässert wird.

Am Eingange des Tales liegt das zeitweilig bewohnte Atillo, nur aus wenigen ärmlichen Hütten bestehend. Die den Paß umgebenden Berge ragen bis etwa 4300 m hinauf, so der Campana-urcu, der Cerro Picto und andere.

Diese Gegend ist unglaublich öde und traurig, fast das ganze Jahr in Regen und Wolken gehüllt. Orkanartig zwängt sich der eisigkalte Passat durch diese niedrige Cordillereneinsattlung und wird Menschen und Tieren gefährlich.

Nach Osten fällt das Hochtal in einem steilen Felsabsturz zu der warmen, mit üppiger Vegetation bekleideten „Montaña“ am Ost-Abhang der Cordillere ab.

In steilem Zickzackpfade geht es die Cuesta de Galgalang hinab in das Tal der Rio Upano, des Stromes von Mácas oder des Rio Paira, wie er auch genannt wird. Der Weg führt an dem kleinen Ort Suña, 2688 m, vorbei, dann geht er über Chanalá, 2470 m, Tablas, 2000 m, Tambo Cashca, 1800 m, nach Paira, 1617 m, hier ist der Rand der Cordillere erreicht, nur langgestreckte Hügel setzen gegen Osten das Gebirge bis auf die kleine Hochebene von Macás, 1051 m Meereshöhe, fort; soweit die Schilderung von Reiss, die topographisch durch einige weitere Namen nach den Etiquetten der von ihm gesammelten Gesteinsproben erweitert worden ist.

In geologischer Beziehung ähnelt die Zhasquin-Cordillere der Alao-Cordillere sehr, während mehr im Osten im Tale des Paira phyllitische und gneissartige Gesteine herrschen.

Die Ostflanken der Alao- und Zhasquin-Cordillere liegen unter den vulkanischen Massen des Sangay begraben, jedoch kommt an einzelnen Stellen aus seinem Fußgebirge die Grund-Cordillere zu Tage, so z. B an der Bandera-loma und im Grunde der tief eingeschnittenen Täler, der Quebrada de Volcan-chaqui und der Puente-hondo.

Der Sangay erinnert wegen seiner gegen Osten vorgeschobenen Lage in mancher Beziehung an den Antisana. Nicht weniger groß ist die petrographische Ähnlichkeit der Gesteine seiner Grund-Cordillere.

Unabhängig von der Ost- und West-Cordillere erhebt sich inmitten der Riobamba-Mulde ein gleichfalls von vulkanischen Massen bedecktes Gebirge, welches bis zu 3759 m ansteigt, die Cerros de Yaruquies. Der Cerro de Licto mit 3324 m gehört zu derselben Gebirgsgruppe. Als Nordgrenze kann man den Rio Chibunga, als Südgrenze den Rio Guamote annehmen, beide linke Nebenflüsse des Rio Chambo oder Cebadas.

Es ist bereits erwähnt worden, daß das Alaomassiv auf die andere Seite des Chambo hinübergreift, also an dem Aufbau der Yaruquies-Berge Anteil nimmt. Nächst der jungvulkanischen Überdeckung spielen Quarzporphyre und Augitporphyrite der Kreideformation eine größere Rolle. Diese cretacaeischen Ergüsse lassen sich über den Guamote nach Südosten verfolgen bis fast auf den Kamm der Ost-Cordillere. Reiss fand derartige Gesteine noch bei Atillo, kurz unterhalb der Höhe des nach Mácas führenden Passes.

Je mehr man sich dem Azuay nähert, um so verwickelter wird das orographische Bild. Th. Wolf[1]) vergleicht den Azuay mit einer riesigen Spinne in der Configuration seiner Abzweigungen. Dieser Stock entsendet nach allen Seiten Arme. Die Zweiteilung der Cordillere ist an dieser Stelle gestört. Die Ost-Cordillere ist in ihrer Kammlinie nur schwierig zu verfolgen, die parallele West-Cordillere geht streckenweise ganz verloren.

Im Norden muß man die Kammlinie der Ost-Cordillere in der Zhasquin-Cordillere erblicken. Südlich von dem Passe von Mácas tritt sie nicht mehr scharf hervor, es sind breite, wenig gegliederte Gebirgsmassive, welche die Verbindung mit dem Azuay herstellen, weite hochplateauartige Páramos, die verschiedene Namen führen; sie sind das Quellgebiet des Rio Upano. In diese Gruppe der Verbindungsglieder zum Azuay gehören die Páramos von Alausí und Ticsan. An dieselben schließt sich der Gebirgsknoten von Tiocajas im Westen an und sie stellen die Brücke zur West-Cordillere her.

Die Zweiteilung der Cordillere ist hier fast ganz verwischt; es ist keine interandine Mulde vorhanden, dafür ziehen tiefe und z. T. auch weite Täler, z. B. das Tal des Rio de Alausí, von dem Hochgebirge, dessen südliche und höchste Teile (der Azuay) von vulkanischen Gesteinen bedeckt sind, gegen Westen.

Der Rio de Alausí, in seinem unteren Teile Rio Chanchan genannt, entspringt auf den Páramos von Atapo im Tiocajasgebirge. Er fließt in N.-S.-Richtung an den Orten Ticsan und Alausí vorbei. Der letztere liegt auf einem Plateau 180 m über dem Fluß und in 2400 m Meereshöhe. Den größten Nebenfluß

[1]) Th. Wolf: Geographia y Geologia del Ecuador. 1892. S. 52.

erhält der Chanchan von Osten in dem Rio Zula, der bei der Hacienda Bugnac, 1857 m, einmündet. Für beide Flüsse sind das starke Gefäll und die engen tiefen Täler überaus charakteristisch, sodaß die Ansiedlungen im Flußtal keinen Platz finden, sondern auf der Höhe alter Talstufen am Rand kleiner Plateaus gebaut werden müssen. Ein schönes Beispiel ist der Rio Zula. Er entspringt auf den Páramos von Totoras und Zula etwa in 4000 m Höhe. Sein Lauf ist kurz, nur fünf Meilen lang, auf dieser kurzen Entfernung beträgt sein Gefälle 2150 m. Die Ortschaften, wie Achupallas, liegen hoch oben auf dem Plateau in 3117 m Meereshöhe.

In seinem weiteren Verlauf wendet sich der Chanchan mehr nach Westen und nimmt die vom Azuay kommenden Gewässer auf, so unter anderen auch den Guatacsi. Zwischen diesen beiden Flüssen dehnt sich die fruchtbare Hochebene von Chunchi in 2316 m, 500 m über der Talsohle des Chanchan, aus.

Zwischen der Mündung des Guatacsi und Guabalcon erhebt sich das isolierte vulkanische Gebirge des Puñay und beherrscht mit seiner eigenartigen Gipfelform das ganze Chanchantal und ist bis Guayaquil sichtbar.

Die Berge bei Alausí bestehen, abgesehen von vereinzelten Quarziten, zumeist aus augitporphyritischen Gesteinen der Kreideformation.

Der mächtige Gebirgsknoten, welcher die interandine Mulde von Cuenca gegen Norden begrenzt, wird durch den Azuay, ein weit ausgedehntes, schon stark zerstörtes vulkanisches Gebirge gebildet, dessen Laven und Tuffe den Sedimenten der Kreideformation aufgelagert sind. Täler mit flachem, sumpfigen Boden finden sich zwischen steilen Wänden eingesenkt. Die Ausläufer des Azuay erstrecken sich einerseits bis zum Rio Chanchan im Norden, greifen andererseits gegen Süden in die Cuenca-Mulde ein. Die höchsten Kämme erreichen ungefähr 4500 m und sind oft mit Schnee bedeckt. Zwischen zwei langgestreckten Rücken des Azuay-Massivs liegt in einem erweiterten Taleinschnitt das Städtchen Cañar, 3176 m, an dem Flusse gleichen Namens und nicht weit entfernt davon, auf einem vorgebirgsartigen Ausläufer des Azuay, sieht man die alten Inca-Bauten von Incapirga (3163 m).

Südlich vom Azuay tritt die Zweiteilung der Cordillere wieder deutlich in die Erscheinung, wenn auch mancherlei Höhenzüge und vereinzelte Kuppen, wie die Cerros de Molobog, die Sandsteinberge von Azógues und die Felsen von Deleg und Sidcay im Grunde der interandinen Einsenkung sich erheben.

Das größte und reichste interandine Hochbecken Ecuadors, das Cuenca-Becken, liegt zwischen der Ost- und West-Cordillere, die ziemlich parallel in nahezu meridionaler Richtung verlaufen und unschwer zu verfolgen sind. Gegen Süden wird das Becken durch den Gebirgsknoten von Tinajillas und Portete abgeschlossen.

Das Cuenca-Becken wird durch den Rio Paute, der die Ost-Cordillere durchbricht, in den Atlantischen Ozean entwässert. Sein Hauptquellfluß ist der Rio Matadero, der, von der West-Cordillere kommend, in S.-O.-Richtung durch das Tal von Quínuas bis Sayausí fließt; kurz oberhalb der Hauptstadt Cuenca, 2580 m, nimmt er die beiden Flüsse Yanuncay und Tarqui auf und durchströmt als Rio Paute die Mulde in N.-O.-Richtung. Der Rio Azógues und andere führen ihm die Gewässer des nördlichen Randes zu. Eine große Reihe von Flüssen entwässert die Ost-Cordillere in ihn.

Der Rio Paute ist derjenige in den atlantischen Ozean abfließende Strom, dessen Quelle dem Stillen Ozean am nächsten liegt.

In dem Tale von Cañar und in der Cuenca-Mulde ist von den älteren Formationen die Kreideformation die herrschende.

Es sind hauptsächlich Sandsteine, die ihr angehören, aber auch Decken von Quarzporphyr und augitporphyritischen Gesteinen.

Nur auf einer flüchtigen Reise hat Herr Reiss den Azuay und das Cuenca-Becken berührt, so daß seine Sammlungen nur einen kleinen Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse dieses Teiles der Republik Ecuador bieten können, über welchen wir ausführliche und gründliche Schilderungen von Herrn Dr. Th. Wolf besitzen.

Literatur.

1823. A. v. HUMBOLDT: *Essai géologique sur le gisement des roches dans les deux hemisphères. Paris 1823.*

1845—1862. A. v. HUMBOLDT: *Kosmos. Stuttgart-Tübingen 1845—1862.*

1870. J. ORTON: *„The Andes and the Amazon".*

1873. W. REISS u. A. STÜBEL: *„Alturas tomadas en la República del Ecuador en los años de 1872 y 1873.*

1873. A. STÜBEL: *„Carta del Dr. Alfonso Stübel A. S. E. El Presidente de la República sobre sus viajes a las montañas Chimborazo, Altar & y en especial sobre sus Ascensiones al Tunguragua y Cotopaxi. Quito 1873.*

1875. W. REISS: *„Berichte über eine Reise nach dem Quilotoa u. d. Cerro hermoso in der ecuatorianischen Cordillere.*
Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch. 1875. XXVII S. 274—294.

1879. TH. WOLF: *„Viajes científicos por la República del Ecuador II. Relacion de un viaje geognóstico por la provincia del Azuay". Guayaquil 1879.*

1880. W. REISS: *„Ein Besuch bei den Jivaros-Indianern".*
Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin VII. 1880. Extranummer. S. 325—337.

1886. A. STÜBEL: *„Skizzen aus Ecuador".*

1886. J. SIEMIRADZKI: *„Geologische Reisenotizen aus Ecuador".*
Neues Jahrbuch f. Min. Beilage Bd. IV. 1886. S. 195—227. Tf. VII.

1891. TH. WOLF: *„Geografía y Geología del Ecuador".*
Publicada por órden del supremo gabierno de la República. Leipzig 1891.

1891. ED. WHYMPER: *„Travels amongst the great Andes of the Equator". London 1891.*

1895. TH. WOLF: *„Über die geographischen Verhältnisse der Republik Ecuador und speciell der Hochanden".*
Verhandl. der Ges. für Erdk. zu Berlin 1895. XXVIII. S. 551—572.

1895. TH. WOLF: *„Carta geográfica del Ecuador". Maßst. 1:445000. 6. Bl. Leipzig.*

1897. A. RIMBACH: *„Reise im Gebiet des oberen Amazonas".*
Zeitschrift d. Ges. für Erdkunde zu Berlin 1897. XXXII. S. 360—409.

1897. A. STÜBEL: *„Die Vulkanberge von Ecuador". Berlin 1897.*

1901. W. REISS: *„Reisen in Ecuador" 1870—1874. Heft I. Die vulkanischen Gebirge der Ost-Cordillere vom Pamba-marca bis zum Antisana.*
Petrographische Untersuchungen, ausgeführt im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin von E. Elich, mit einer geologisch-topographischen Einleitung von W. Reiss.

1902. A. YOUNG: *Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge: Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und Quilindoña, mit einer geologisch-topographischen Beschreibung von W. Reiss. S. 63—189.*
in: W. REISS u. A. STÜBEL: *„Reisen in Südamerika". Das Hochgebirge der Republik Ecuador II. Berlin 1902.*

II. Mineralogisch-petrographischer Teil.

Die Gesteine der Ost-Cordillere sind, wie in der Einleitung bereits angedeutet wurde, in zwei von einander gänzlich verschiedene Gruppen zu trennen: in die kristallinen Gesteine mit ihren Einlagerungen und in die Eruptiv- und Sedimentgesteine der Kreideformation.

Da die Gesteine der ersten Gruppe fast ausschließlich in der eigentlichen Ost-Cordillere herrschen, sollen mit ihnen die petrographischen Beschreibungen eröffnet werden.

A. Die kristallinen Gesteine.

Es ist in der Natur der kristallinen Gesteine begründet, da sie starkem Gebirgsdruck ausgesetzt waren, daß ihre jetzige Erscheinungsweise nicht die ursprüngliche ist.

Der ursprünglichen Struktur hat der Gebirgsdruck eine neue aufgeprägt, so daß die alte gänzlich verwischt werden kann.

Hand in Hand damit kommt es unter der Einwirkung des Druckes im festen Gesteinskörper zu Mineralneubildungen, welche die ursprünglichen Komponenten verdrängen. H. Rosenbusch[1]) hat gezeigt, daß einem kristallinen Gestein entweder ein Eruptivgestein oder ein Sediment- oder Kontaktgestein zugrunde liegen muß. Die ursprünglichen Mineralkomponenten und Strukturen sind nicht in allen Fällen gänzlich verwischt. An den erhaltenen Spuren des ursprünglichen Bestandes wird man die Natur des ursprünglichen Gesteins vielfach noch erkennen können.

Mineralkomponenten, die vor der Einwirkung des Druckes bereits bestanden, werden mechanische Deformationen aufweisen, die bei solchen, welche sich infolge des

---

[1]) H. Rosenbusch: „Studien im Gneissgebirge des Schwarzwaldes". Mittheil. d. Großherz. Bad. Geol. Landesanst. IV. 1900. S. 9—48.

H. Rosenbusch: „Elemente der Gesteinslehre". 1901. S. 466—471.

Pressungsvorganges bildeten, natürlich fehlen müssen. Ein weiteres wichtiges Argument für die Neubildung sieht Rosenbusch in der Gleichzeitigkeit der verschiedenen Mineralbildungen.

Mit Hilfe dieser angedeuteten Merkmale und, wo diese nicht allein zum Ziel führen, gestützt durch die Bauschanalyse, soll der Versuch einer genetischen Deutung der kristallinen Gesteine der Ost-Cordillere gemacht werden.

1. Gneisse.

Die Gneisse der Ost-Cordillere treten in drei verschiedenen Typen auf, die sich auch genetisch nicht auf die gleichen Gesteine zurückführen lassen.

Der erste Typus ist nach seinem Mineralbestand als Biotitgneiss zu bezeichnen, er gehört der Gruppe der Orthogneisse Rosenbuschs an. Die zweite Gruppe ist ein Muscovitgneiss und ein Vertreter der Paragneissreihe, man könnte ihn treffender als Psammitgneisse bezeichnen. Der dritte Typus endlich führt als herrschenden Feldspat Albit neben lichtem und dunklem Glimmer oder Chlorit. Diese Albitgneisse gehören gleichfalls der Paragneissreihe an, sie sind keine eigentlichen Gneisse im engeren Sinn.

a. Biotitgneisse.

Der Mineralbestand ist Biotit, Orthoklas und Plagioklas in wechselndem Mengenverhältnis und Quarz. Hornblende kommt gelegentlich hinzu, ohne aber eine größere Rolle zu spielen.

Strukturell lassen sich drei verschiedene Gneissabarten in diesem Gebiet trennen, ein körniger, ein stengliger und ein schiefriger Gneiss.

Diese körnigen Gneisse unterscheiden sich noch wenig von granitischen und dioritischen Tiefengesteinen. Dieselben sind eng mit normalen Graniten und Dioriten verbunden und bilden auch hier, wie das anderswärts lange bekannt, z. B. in den Alpen, Teile ein und desselben Massivs. Der Übergang vom Granit zum Granitgneiss vollzieht sich sehr allmählich. Aus diesem Grunde aber lassen sie Einblicke in den Gang dynamo-metamorpher Vorgänge tun und vermitteln das Verständnis der übrigen Orthogneisse. So mag ihre Besprechung an dieser Stelle gerechtfertigt erscheinen.

Da der Grad der Umwandlung abhängig von der Stärke des Druckes ist und diese mit dem Ort wechselt, so treten stärker und weniger stark umgewandelte Gesteine eng benachbart auf. Waren die körnigen Gneisse noch relativ wenig verändert, so

sind die stengeligen und schiefrigen Strukturformen die Resultate stärkerer dynamometamorpher Umwandlungen ursprünglich derselben Gesteine.

In den Granit- und Dioritgneissen nimmt die Umgestaltung nun folgenden Gang.

Zunächst fällt die Zertrümmerung der Bestandteile ins Auge.

Der Quarz zeigt eine fleckige, striemige Auslöschung. Wird der Druck stärker, so löst sich die Spannung aus, er zerfällt in ein allotriomorphkörniges Quarzaggregat, welches zu dicken und dünnen Flasern und Lagen ausgewalzt wird. Der schmiegsame Glimmer umkleidet die Quarzflasern.

So entstehen die stengeligen und schiefrigen Gneisstrukturen.

Der Feldspat leistet der Zertrümmerung größeren Widerstand. Randlich bröckelt Substanz ab und umfließt den Kristall gewissermaßen. Die Plagioklase sind zerbrochen, die Albitlamellen gegen einander verworfen und durch Quarz wieder verkittet. Zu dieser Kategorie mechanischer Deformation ist die Umwandlung des Orthoklas[1–3]) in Mikroklin auch hier zu rechnen. Die Mikroklingitterstruktur ist nämlich auf einzelne fleckige Partien im Orthoklas beschränkt.

Undulöse Auslöschung läßt sich gelegentlich beim Orthoklas beobachten.

Neben diesen mechanischen Umänderungen finden Mineralneubildungen statt.

Aus dem Orthoklas scheidet sich in feinen Äderchen und fleckigen Partien Albitsubstanz aus, deren Doppelbrechung stärker als die des Orthoklas ist. Man beobachtet weiße Interferenztöne, wogegen der Orthoklas graue zeigt. In größeren fleckigen Partien zeigt der Albit gelegentlich Albitlamellierung.

Die mikroperthitischen Verwachsungen dieser beiden Feldspate können so innige werden, daß der Feldspat ein streifiges, striemiges, ja feinfaseriges Aussehen[4–6]) erhält.

In einem diluvialen, nordischen Granitgneissgeschiebe hat Milch[7]) eine Neubildung von Mikroklin aus Orthoklas beobachtet. In den hier vorliegenden Fällen trifft diese

---

[1]) J. Lehmann: „Über die Mikroklin- und Perthitstruktur und deren Abhängigkeit von äußeren, z. T. mechanischen Einflüssen". Jahresber. der Schles. Ges. für vaterl. Kult. Breslau 1885. S. 92–100.

[2]) F. Rinne: „Über Mikroklinstruktur". N. Jahrb. f. Min. 1890. II. S. 66.

[3]) Brauns: Optische Anomalien 1891. S. 135.

[4]) F. Dathe: „Die Diallaggranulite der sächsischen Granulitformation". Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1877. XXIX. S. 290–291.

[5]) F. Becke: „Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels Tschermaks". Min.-petr. Mitth. 1881. IV. S. 197 u. 198.

[6]) W. C. Brögger: „Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite". 1890. Zeitschrift für Kryst. 16. 1890. S. 554–556.

[7]) L. Milch: „Über dynamometamorphe Erscheinungen an einem nordischen Granitgneiss". Neues Jahrb. f. Min. 1900. Bd. II. S. 47.

Neubildung nicht zu. Die Mikroklinsubstanz ist ebenso wie der Orthoklas von Albitäderchen durchschwärmt und die Mikroklinstruktur nur als eine Strukturveränderung des ursprünglichen Orthoklas anzusehen.

Neben der Albitsubstanz scheidet sich lichter sericitischer Glimmer, besonders gern an den Bruchstellen, aus und verkittet die einzelnen Stücke.

Die Plagioklase scheiden sericitischen Glimmer und Epidot aus. Die Epidotausscheidung ist ein der Saussuritisierung entsprechender Vorgang. Ehe sich die Epidotaggregate individualisiert haben, erscheint der Plagioklas aufgequollen, später treten die Epidotkörnchen nesterweise auf.

Der Glimmer ist ein Magnesiaglimmer mit kräftigem Pleochroismus in braunen und hellgelben oder ölgrünen Tönen, solange er frisch ist. Vielfach geht er in Chlorit über oder er bleicht aus, indem die Absorptionsunterschiede kleiner werden, die Doppelbrechung und die Größe des Achsenwinkels jedoch in demselben Maßstabe zunehmen. Es sind das keine dynamometamorphen Vorgänge, sondern nur Erscheinungen atmosphärilischer Zersetzung, wie E. Zschimmer[1]) gezeigt hat.

Dagegen dürfte neben den Verbiegungen eine Epidotbildung auf Rechnung des Gebirgsdruckes zu setzen sein.

Die Hornblende ist die gewöhnliche grüne Hornblende granitischer und dioritischer Gesteine. Auch sie erscheint durch den Druck randlich korrodiert. In einigen Fällen ist nur noch der Kern grüne Hornblende, der Rand oder einzelne fleckige Partien sind in lichteren grünen Strahlstein umgewandelt, der etwas höhere Doppelbrechung besitzt.

Diese alten Granitbestandteile liegen nun gleichsam wie die Einsprenglinge in der Grundmasse in einem Caement kleinerer losgelöster Quarz- und Feldspatbrocken. Quarz spielt in diesem Mörtel die Hauptrolle. Er greift oft schriftgranitisch zwischen die übrigen Bestandteile ein. Dieser Quarz der pegmatitischen Verwachsungen ist ein primärer Bestandteil, der letzte Kristallisationsrest, des Granits gewesen, er zeigt gleichfalls undulöse Auslöschung, ist demnach vom Druck[2]) mitbetroffen worden. J. Romberg[3]) hat gezeigt, daß die Ursache granophyrischer Verwachsungen zwischen Quarz und Feldspat auch die atmosphärilische Verwitterung sein kann. Im vorliegenden Fall ist eine derartige

---

[1]) E. Zschimmer: „Die Verwitterungsprodukte des Magnesiaglimmers und der Zusammenhang zwischen chemischer Zusammensetzung und optischem Achsenwinkel der Glimmer". Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 1898. XXXII. (N. F. XXV.) S. 551—620.

[2]) J. Romberg: „Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten". N. Jahrb. für Min. Beilage. Bd. VIII. 1893. S. 314.

Ursache ausgeschlossen, da der Quarz nicht nur mit dem Feldspat, sondern auch mit Hornblende und Glimmer in schriftgranitischer Verzahnung auftritt.

Man beobachtet gelegentlich makroskopisch Titanit in der bekannten Briefkuvertform, dann Apatit, wie er in Graniten aufzutreten pflegt, ferner Zirkon und Erz.

Von den Erzen nimmt der Eisenkies größere Dimensionen an und tritt in makroskopisch sichtbaren Hexaëdern auf, welche die Streifung parallel zu den abwechselnden Würfelkanten erkennen lassen.

Accessorischer Granat verdankt dem Druck seine Bildung, es ist ein lichtrötlicher Granat ohne deutliche Einwirkung auf das polarisierte Licht, also wohl ein Eisentongranat.

Weiße Granitgneisse oder durch Druck veränderte Granite finden sich im Llanganatengebirge. Sie stehen auf der Westseite der höchsten Erhebung des Cerro hermoso de los Llanganates, 4576 m, in den unteren Regionen an. Noch verbreiteter sind sie in den südlicheren Teilen dieses Gebirges. In der Quebrada Mapote sind sie, von einem Tonschiefermantel umgeben, aufgeschlossen in 1260 m Höhe. Die Quebrada Mapote ist ein linkes Nebental des Pastaza.

Anstehend finden sie sich ferner in einer Höhe von 1350 m beim Aufstieg nach Mirador am Camino del Topo im Pastazatal. Die Hacienda Azafran in 1430 m Höhe, über die derselbe „Camino“ führt, liegt im Granitgneiss. Erst unterhalb Mapote, in einer Höhe von 1260 m, nahe der Quebrada Margajitas, setzt der Tonschiefer ein; der Bach führt noch weiter Granitgneissgerölle ebenso wie auch der Rio Topo.

Die Granitgneisse des Llanganatengebirges stehen dem Granit noch recht nahe. Es sind weiße, mittelkörnige Gesteine, die eine Schieferung nur sehr undeutlich erkennen lassen. Im Schliff enthüllen sie die oben beschriebenen dynamometamorphen Veränderungen in verschiedenem Grade. Makroskopisch lassen sie Quarz, Orthoklas, Plagioklas und teilweise ausgebleichten Glimmer wahrnehmen. Alkalifeldspat, Orthoklas, oft mit Mikroklinbildung, und Kalknatronfeldspat sind etwa zu gleichen Teilen vertreten. Der Orthoklas[1]) zeigt in Schnitten $\parallel M = \infty P \grave{\infty} (010)$ und gleichzeitig $\perp c$ eine Aus-

[1]) Hier und im weiteren Verlaufe der Untersuchungen werden die Feldspate tunlichst nach möglichst verschiedenen Methoden bestimmt und mögen die benutzten Methoden an dieser Stelle auch für die nachfolgenden Bestimmungen angegeben werden: M. Schuster: „Über die optische Orientierung der Plagioklase“. Tscherm. Min.-petr. Mitt. N. F. 3. 1881. S. 117—284. — F. Fouqué: „Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques“. Bull. soc. min. Paris 1894. 17. S. 428. — F. Becke: „Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögen“. Sitz.-Ber. Wiener Akad. I. Abth. 1893. Juliheft, u. Tscherm. Min.-petr. Mitt. N. F. 13. 1892. S. 386—388. — G. F. Becker: Ann. Rep. U. S. Geol. Survey XVII. Part. III. 1898. S. 1—86. — F. Becke: „Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten senkrecht zu M u. P“. Tscherm. Min.-petr. Mitt. N. F. 18. 1899. S. 556—558. — Schnitte $\perp$ P u. M

löschungsschiefe von 5—6°. Der Plagioklas ist von mittlerer Basicität und zwar ein Andesin, sein Relief entspricht mit einem Quarzdurchschnitt $\parallel c$ in Kreuzstellung verglichen $o < \alpha'$ und $e > \gamma'$.[1])

In einem Geröll der Quebrada Margajitas sind Andeutungen einer ehemals vorhandenen granitporphyrischen Struktur, wenn auch sehr verwischt, aber noch deutlich erkennbar. Einzelne Feldspate und Quarze heben sich von den übrigen Komponenten ab und lassen noch Spuren einer ehemaligen eigenen Begrenzung erkennen.

Diese lichten Granitgneisse oder veränderten Granite führen an dunklen Bestandteilen nur Magnesiaglimmer. Aus dem Gestein des Cerro hermoso ist Granat als accessorischer Bestandteil bemerkenswert.

Die Llanganatengneisse sind demnach zumeist hornblendefreie Granitite gewesen.

Weniger vom Gebirgsdruck beeinflußt ist das Alaomassiv, das später eingehender besprochen werden soll. Ein Block, der auf der rechten Talseite zwischen der Hacienda Maguazo, 3115 m, und Alao herabgestürzt ist, weist etwas stärkere Spuren dynamometamorpher Veränderung auf. Es ist ein lichtes grobkörniges Gestein mit großen Biotittafeln. Das mikroskopische Bild gleicht im allgemeinen dem der Llanganatengesteine, jedoch herrscht Plagioklas, oft mit zonarem Aufbau, neben dem Orthoklas vor. Beide Feldspate sind erfüllt mit lichten glimmerartigen Substanzen.

Der Glimmer, ein Biotit, ist vielfach chloritisiert oder ausgebleicht. Er wird von grüner Hornblende begleitet. Dieselbe hat auf $\infty P \breve{\infty} (010)$ eine Auslöschungsschiefe von $\mathfrak{c}:c = 16°$ und zeigt folgende Farben für Licht:

$\parallel \mathfrak{b}/\mathfrak{c}$ polarisiert, $\parallel \mathfrak{a}$ schwingend licht gelb,
$\parallel \mathfrak{a}/\mathfrak{c}$ „ $\parallel \mathfrak{b}$ „ tief olivengrün,
$\parallel \mathfrak{a}/\mathfrak{b}$ „ $\parallel \mathfrak{c}$ „ tief bläulichgrün.
Absorption $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

Die Hornblendesäulen sind verbogen. Gelegentlich beobachtet man eine drei- bis viermal sich wiederholende Zwillingsbildung, die Anlaß zu einer undulösen Auslöschung gibt und sich nach dem gewöhnlichen Gesetz $\infty P \bar{\infty} (100)$, das vielfach nicht repetierend auftritt, vollzieht. Es dürfte dies eine durch den Gebirgsdruck hervorgebrachte Erscheinung sein.

---

wurden zür Bestimmung des Feldspats zuerst von C. Klein benutzt: „Über den Feldspath im Basalt von Hohenhagen bei Göttingen und seine Beziehungen zu den Feldspathen vom Mte. Gibele und der Insel Pantellaria“. Nachrichten v. d. Kgl. Ges. d. Wissensch. u. d. G. A. Universität zu Göttingen 1878. No. 14. S. 455. — C. Klein: „Optische Studien I“. Sitzungsber. d. Kgl. Preuß. Ak. d. Wiss. z. Berlin 1899. S. 18. — Die Auslöschungsschiefen geben in der üblichen Weise den Winkel zwischen den Spuren der optischen Achsenebene und der Spaltbarkeit nach P bezw. nach M an.

[1]) $\alpha > \beta > \gamma$.

Quarz ist mit diesen Bestandteilen schriftgranitisch verwachsen. Eisenkies und Apatit seien als Übergemengteile erwähnt.

Das Gestein ist ein dynamometamorph beeinflußter Hornblendegranitit, der ein Übergangsglied zum Hornblende-Quarzglimmerdiorit resp. Tonalit darstellt.

Aus dem genannten Massiv stammt ein noch nicht sehr stark umgeändertes mittelkörniges Geröll des Rio Verde grande nahe seiner Mündung, 1485 m, in den Pastaza.

Orthoklas fehlt fast vollständig, der Plagioklas, ein Andesin mit Schiefen auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ von $- 11° 45'$ und dem Lichtbrechungsvermögen mit Quarz $\parallel c$ verglichen in Parallelstellung $\omega = \gamma'$; $\varepsilon > \alpha'$, ist mit Epidot erfüllt.

Biotit und grüne Hornblende sind die dunklen Bestandteile.

Es ist dies Gestein als veränderter Hornblende führender Quarzglimmerdiorit resp. Tonalit zu bezeichnen.

Stärker umgewandelt ist ein grauer, feinkörniger Gneiss von Yanarumi bei Colaycocha, 3741 m, dem Paß von Mácas, Zhasquin-Cordillere. Trotz des sehr feinkörnigen Gefüges ist eine parallele Anordnung der Bestandteile unverkennbar.

Der herrschende Feldspat ist ein Oligoklas mit Auslöschungsschiefen auf $P = 0P$ (001) von $+ 1°$, auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ von $+ 2° 30'$ gegen die Spaltspuren; zonarer Aufbau ist verbreitet. Die Einwirkung des Gebirgsdruckes äußert sich auf diesen Feldspat, abgesehen von mechanischen Verbiegungen, in der Weise, daß vom Innern des Kristalls aus eine Umsetzung in Epidot, lichten Glimmer und einen wasserklaren Feldspat mit etwas höherer Doppelbrechung und Quarz ähnlichem Habitus erfolgt; dieser Feldspat dürfte wohl neugebildeter Albit sein. Reichlich brauner Biotit und Quarz, beide deformiert, ferner Eisenkies und Apatit sind die weiteren Bestandteile dieses Gneisses.

Das Gestein ist ein veränderter Quarzglimmerdiorit.

Die stärker deformierten Gesteine, die eigentlichen Gneisse, zeigen stengelig-schiefrige und rein schiefrige Strukturen.

Ein grüngrauer Gneiss von stengeliger Struktur mit Feldspataugen, die gewissermaßen an die Astlöcher im Holz erinnern, tritt als Geröll des Rio Machai im Pastazatal auf dem Wege nach Topo auf. Er dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach aus stärker veränderten Teilen des Llanganatenmassivs entstammen. Der herrschende Feldspat ist ein Plagioklas, der reichlich feine Schüppchen und Fäserchen von lichter glimmerartiger Substanz und Epidot führt. Der herrschende Glimmer ist ein ölgrüner Biotit, außerdem beobachtet man eine lichte, faserige aktinolithische Hornblende und reichlich Quarz.

Das Gestein zeigt die eingangs geschilderten kataklastischen Phänomene besonders stark, die zu einem flaserigen Wechsel von Quarz-Albit- und glimmereichen Zonen führen.

Noch schwieriger gestaltet sich die Rekonstruktion eines dunkelgrünen, stengeligen Gneisses, der zwischen dem Rio Maucapaira, 1640 m, und Tambo Cashca, 1880 m, am Weg nach Mácas, ansteht. Die Struktur ist etwa dieselbe, wie im vorigen Gestein. Um größere Plagioklase schmiegen sich flaserförmig Glimmermäntel und Quarz-Feldspat-Zonen. Der Feldspat ist neugebildeter Albit und zeigt, soweit er der klastischen Grundmasse angehört, eine Auslöschungsschiefe von 19° 15' in Schnitten $\perp c$. Die größeren Feldspate der Flaserkerne sind mit Epidot und lichtem Glimmer erfüllt. Es ist dies Gestein gleichfalls ein Orthogneiss und dürfte auf einen Granitit oder Diorit zurückzuführen sein.

Ausgezeichnet schiefrig sind Gneissgerölle des Rio Topo aus dem südlichen Fußgebirge der Llanganates. Es wechseln feldspatreiche Lagen mit glimmerreichen. Diese abwechselnden Lagen sind in Falten gelegt. Makroskopisch gewahrt man Eisenkies in Würfeln und Titanit in der für Granite und Syenite charakteristischen Briefkuvertform. Die Bestandteile sind Orthoklas, perthitisch mit Albit verwachsen, Mikroklin, faseriger Mikroperthit, Andesin mit Auslöschungsschiefen von 8—10° auf OP = OP (001), Quarz, Biotit, Hornblende, Apatit, Zirkon, Titanit, ferner Epidot, lichter Glimmer, Albit mit dem Lichtbrechungsvermögen $o > \alpha'; e > \gamma'$ verglichen mit Quarz $\parallel c$ in Kreuzstellung. An allen Bestandteilen sind die Einwirkungen des Druckes in mechanischer und chemischer Beziehung, wie sie oben beschrieben wurden, stark sichtbar.

Es läßt sich in diesen Gneissen die ursprüngliche granitische Zusammensetzung unschwer wiedererkennen.

Was das allgemeine Auftreten der Orthogneisse in der Ost-Cordillere betrifft, so sind sie, soweit das gesammelte Material Aufschluß geben kann, nicht weit verbreitet. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf die Granit-Diorit- resp. Tonalitmassive der Llanganates und der Alao-Cordillere. Dort sind sie mit normalen Graniten u. s. w. verknüpft und weniger stark umgeändert. Eigentliche, stärker umgewandelte Orthogneisse treten nur auf der Ostseite der Cordillere auf in den Geröllen des Pastaza und bei Tambo cashca im Stromgebiet des Rio Upano. Die Verteilung der Gesteine läßt eine Zunahme der Intensität der Faltung von Westen nach Osten erkennen, wie ein Überblick über ihre geographische Verbreitung zeigt.

Am wenigsten verändert ist das Alaomassiv, das am weitesten nach Westen liegt. Stärkere Einwirkungen zeigen die Granitgneisse der Llanganates, die stengeligen und schiefrigen Gneisse endlich sind auf dem Ostabhang der Cordillere beschränkt.

b. Muscovitgneisse.

Eine weitere Gruppe von Gneissen führt als Vertreter der Glimmergruppe lichten Muscovit. Die Feldspate sind Alkalifeldspate, Orthoklas, Mikroklin, Orthoklas- und Mikroklin-Mikroperthit und endlich Albit. Eigentliche Kalknatronfeldspathe sind selten.

Dem entsprechend ist die Färbung licht, fast rein weiß. Das Korn ist mittel bis grob und die Textur der Gesteine eine flaserige.

Die Einwirkungen des Gebirgsdruckes in mechanischer und chemischer Beziehung auf die einzelnen Bestandteile äußern sich in derselben Art und Weise, wie sie für die vorige Gruppe beschrieben sind.

Der Quarz zeigt in dem relativ am wenigsten gepreßten Stadium eine fleckige und striemige Auslöschung. In stärker gepreßten Handstücken beobachtet man, wie die Spannung ausgelöst wird und der größere Quarz in ein körniges Gemenge unregelmäßig begrenzter, kleinerer Körnchen zerfällt, die zu linsenförmigen Aggregaten und endlich zu dünnen Lagen ausgewalzt werden.

Derartige Quarze oder Quarzaggregate und namentlich größere Feldspate erfüllen den Kern der Flasern. Glimmer und feinkörniges mechanisches Zerreibsel von Quarz und Feldspat legt sich mantelartig um diese Kerne. So kommt die diesen Gneisen eigene Struktur zu stande.

Der herrschende Feldspat ist Orthoklas in einfachen Kristallen und Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz. In Schnitten $\perp$ a zeigt er orientierte Auslöschung. Scharfe Begrenzungen beobachtet man nirgends. Dieser Feldspat wird von zahllosen feineren und dickeren Albitadern und -Flecken durchsetzt. Die Albitsubstanz besitzt lebhaftere Interferenztöne, gelegentlich zeigen die Flecken Albitlamellierung. In einem besonders günstigen, senkrecht P und M getroffenen Fall ließ sich die Albitschiefe von -13° beobachten. Mit Quarzschnitten $\parallel c$ verglichen ergab sich in Parallelstellung das Brechungsvermögen $o > \gamma'$; $e > \alpha'$.

Mikroklin, gleichfalls mit Albit verwachsen, begleitet den Orthoklas.

Neben dem Kalifeldspat sind Albite reichlich vertreten. Diese Albite sind meist wasserklar und von Quarz ähnlichem Habitus.

Zwillingsbildungen sind seltner; wenn das Albitgesetz vorhanden ist, pflegt es nicht repetierend aufzutreten. Es ließen sich folgende Auslöschungsschiefen beobachten auf $P = OP\,(001) + 3^\circ$, auf $M = \infty P \breve{\infty}\,(010) + 19^\circ\,45'$, $\perp$ c ca. 20°, $\perp$ P und M $- 13^\circ$.

Neben dem reinen Albit kommen aber auch geringe Mengen von Albit-Oligoklas vor, wie es ein Vergleich des Brechungsvermögens mit Quarzschnitten $\parallel c$ in Parallelstellung zeigt, $o > \gamma'$; $e > \alpha'$.

Ein streifiger, fast faseriger Feldspat, wie er oben beschrieben wurde, ist gleichfalls zu beobachten.

Plagioklas tritt mehr zurück. Er zeigt Spuren mechanischer Deformation als Knickungen und Verbiegungen der Albitlamellen. Er ist meist mit lichten Sericitschüppchen erfüllt und zeigt Neubildung von Epidot.

Dieser Plagioklas ist ein Andesin-Oligoklas mit einer Auslöschungsschiefe von 76° 35′ in Schnitten ⊥ a. (Toldofilo.)

Der Glimmer ist zum größten Teil ein lichter Muscovit. Er zeigt deutlich Absorptionsunterschiede. Seine Doppelbrechung ist stark, der Achsenwinkel größer. Außerdem findet sich nahezu einachsiger, feinfaseriger Sericit vor. Biotit ist spärlich.

Die häufigsten Übergemengteile sind Zirkon, Titanit, Apatit, Erz.

Um diese Gneisse genetisch deuten zu können, bedarf es der Bauschanalyse, dieselbe verdanke ich der gütigen Mitwirkung des Herrn Dr. A. Lindner in Berlin.

Muscovitgneiss.

Herrschende Gneissvarietät des Cuvillan, Valle-Vicioso-Berge.

SiO_2	=	75,33
TiO_2	=	0,08
Al_2O_3	=	13,38
Fe_2O_3	=	0,61
FeO	=	0,85
MgO	=	0,55
CaO	=	0,33
Na_2O	=	3,50
K_2O	=	4,06
P_2O_5	=	0,20
H_2O	=	0,43
Summa	=	99,32
Spez. Gew.	=	2,647

Hoher Kieselsäure-, Tonerde- und Alkali-Gehalt fallen auf. Kalk und Magnesia sind nur in geringen Mengen vertreten.

Um jedoch in die chemischen Verhältnisse eindringen zu können, empfiehlt

es sich, die Analyse in Molekularprozenten nach den Angaben von Rosenbusch[1]) und Osann[2]) umzurechnen.

Die Analyse in Molekularprozentzahlen aus gedrückt, ergibt, wenn man alles Eisen in Oxydul umrechnet:

$Si\,O_2$	=	82,32
$Al_2\,O_3$	=	8,59
$Fe\,O$	=	1,27
$Mg\,O$	=	0,90
$Ca\,O$	=	0,39
$Na_2\,O$	=	3,70
$K_2\,O$	=	2,83
Summa	=	100,00

Der hohe Gehalt an $Si\,O_2$ verlangt, daß in dem Gestein freie Kieselsäure als Quarz vorhanden sein muß.

Das Kali ist teils im Orthoklas, teils im lichten Glimmer, Natron im Albit gebunden und zwar in allen Fällen als $(Na\,K)_2\,Al_2\,O_4$. Es bleibt nach Abzug der an die Alkalien gebundenen Tonerde noch 2,06 % $Al_2\,O_3$ übrig. Der geringe Kalkgehalt ist als Oligoklasbeimischung des Albits zu suchen, also im Anorthitmolekül an die Tonerde gebunden. Nach Abzug desselben verbleiben noch 1,67 % $Al_2\,O_3$. Der Gehalt an Magnesia kommt auf den Biotit.

Dieser Überschuß an $Al_2\,O_3$, sowie der überaus hohe Gehalt an $Si\,O_2$ verbieten die Herleitung dieses Gneisses aus einem Eruptivgestein.

Der hohe Kieselsäuregehalt deutet auf Sandsteine, der hohe Gehalt an Alkalien auf Sandsteine, die aus der Aufarbeitung feldspatreicher Gesteine wie Granit oder Gneiss hervorgegangen sind. Es sind demnach diese Muscovitgneisse Psammitgneisse, die auf arcoseartige Sandsteine zurückzuführen sind.

Der höhere Gehalt an Eisen und Tonerde steht mit dieser Deutung gut im Einklang.

Diese lichten Muscovit-Psammitgneisse bilden das herrschende Gestein auf größere Entfernungen entsprechend ihrer Sedimentnatur, so z. B. in den Valle-Vicioso-

[1]) H. Rosenbusch: „Elemente der Gesteinslehre". 1898. S. 180 ff.

[2]) A. Osann: „Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine". I. Tiefengesteine. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. N. F. 19. 1900. S. 351 ff. u. „Beiträge zur chemischen Petrographie" I. Teil Molecularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. Stuttgart. 1903.

Bergen, hier bauen sie den Cubillan auf. Weiter südlich treten sie in den Llanganates auf und setzen das Gebirge zwischen Antiojo-spungu und Toldo-filo zusammen.

Aus dem Flußgebiet des Stromes von Mácas endlich liegt noch eine Probe eines derartigen Psammitgneisses zwischen Tambo Cashca und Tablas, 1800—2000 m, vor.

Die Gneisse der Minas del Condorasto, im südlichen Fußgebirge des Altar, 4120 m, gehören fernerhin hierher.

Eine weitere Gruppe eigenartiger Gneissgesteine findet sich in der Ost-Cordillere. Der herrschende Feldspat ist ein wasserklarer Albit.

Diese Albitgneisse lassen sich in weitere Unterabteilungen zerlegen:

c. Epidot-Albitgneisse.

Diese eigenartigen Epidotgneisse sind auf ein eng begrenztes Gebiet, auf den Sara-urcu, beschränkt. Sie führen neben Epidot und Albit reichlich Biotit und Carbonate.

Es sind ausgezeichnet schiefrige Gesteine von dunkel-grünlich-grauer und fast schwarzer Farbe, wenn Glimmer der vorherrschende Bestandteil ist. Lichter gefärbt sind die Gesteine, wenn die Albitaggregate vorherrschen. Der Gneiss besteht aus papierdünnen Lagen, die glimmer- und albitreich und zum Teil dünnflaserig angeordnet sind. Oft erkennt man eine feine Fältelung der Lagen. Auch gröber flaserige Gesteine kommen vor, dann bestehen die Flaserkerne aus einem weißen, zuckerkörnigen Albitgemenge. Oft ist der Glimmer ausgebleicht und zeigt dann eine smaragdgrüne Färbung.

U. d. M. zeigt der Gneiss hauptsächlich ein zuckerkörniges Gefüge von wasserklarem Albit. Der Albit hat eine große Ähnlichkeit in seinem Habitus mit dem Quarz, zumal da Zwillingsbildungen gewöhnlich fehlen, und, wenn das Albitgesetz zu beobachten ist, so pflegt es nicht repetierend aufzutreten. Die Zweiachsigkeit unterscheidet den Albit leicht vom Quarz.

Daß dieser Feldspat ein dem Albit nahestehender ist, beweist die etwas höhere Doppelbrechung, als sie gewöhnlich bei dem Feldspat anzutreffen ist. Die Albite sind ohne eigene Begrenzung, sie stellen unregelmäßig begrenzte Linsen dar, die sich mit ihrer langen Achse senkrecht zur Druckrichtung stellen. Die Albite lassen keinerlei mechanische Deformationen erkennen, ihre Entstehung muß also an den Faltungsvorgang geknüpft sein.

Neben dem Albit kommt ein geringer Quarzgehalt vor. Die gegenseitigen Mengenverhältnisse beider Mineralien sind aber wegen ihrer außerordentlichen Ähnlichkeit schwer abzuschätzen.

Der Glimmer ist fast nur ein dunkler Magnesiaglimmer mit starkem Pleochroismus. Die Farben wechseln zwischen dunkelbraunen, hellgelben und meistens tiefgrünen Tönen. Die Verwitterung führt ihn in Chlorit über.

Eine weitere, wichtige Komponente ist der Epidot, der in Form von dicken Säulen, die nach der *b*-Achse gestreckt sind, in größeren oder kleineren Körnchen auftritt. Er wird mit zeisiggelben Tönen durchsichtig. Entweder ist er gleichmäßig über das ganze Gestein verteilt oder er reichert sich nesterförmig an.

Carbonate treten linsenförmig in dem Gneiss auf.

Die Verteilung dieser Bestandteile ist sehr willkürlich und schafft infolge dessen eine große Mannigfaltigkeit des äußeren Habitus.

In manchen Handstücken herrschen die Albitaggregate unbedingt vor. Der Gneiss ist licht und feinzuckerkörnig, dünne, grüne Glimmerhäutchen umschließen die Feldspatlagen. Herrscht der Glimmer auf Kosten der übrigen Bestandteile vor, so erhalten die Gesteine ein dunkles, glimmerschieferähnliches Aussehen; die Albitlagen verschwinden dann fast vollständig.

Auch bei gleicher Verteilung beider Komponenten ist der Glimmerschiefer-Habitus ausgeprägt. Endlich kann der Epidot die anderen Bestandteile fast ganz verdrängen. Die Gesteine werden feinkörnig bis dicht und zeigen dann eine gelbliche Färbung. Es vollziehen sich auf diese Weise Übergänge zu Epidot- und Grünschiefern, mit welchen sie auch im geologischen Verbande auftreten.

Der große Wechsel in der Verteilung der Bestandteile und das Auftreten von Carbonatlinsen im Gesteinsgefüge sprechen deutlich für die Paragneissnatur dieser Epidotgneisse. Rosenbusch[1]) leitet derartige Epidotgneisse von mergeligen Gesteinen her. Diese Deutung mag auch für die vorliegenden Epidotgneisse zutreffen.

Die Epidotalbitgneisse sind auf den S a r a - u r c u auf der Ostflanke der Cordillere beschränkt. Sie stehen auf der rechten Umwallung des A n j e l - M a r i a - p a m b a - Gletschers an seinem unteren Ende in ca. 4200 m Höhe auf der Südwestseite des Berges an und lassen sich weiter auf der Nordumwallung desselben Gletschers bis zur Schneegrenze verfolgen.

Die Gesteine am Fuße dieses großen Gletschers auf der Westseite des Hauptgipfels sind ebenfalls Epidot-Albitgneisse.

d. Chlorit-Glimmer-Albitgneisse.

Eng verwandt mit den Epidotalbitgneissen ist eine andere Gruppe von Albitgneissen. Der Magnesiaglimmer wird durch ein Mineral der Chloritgruppe mehr oder

[1]) H. Rosenbusch: „Elemente der Gesteinslehre". 1901. S. 497.

weniger ganz verdrängt. Außerdem beteiligen sich ein lichter Muscovit und Talk in größerem Maßstabe an der Zusammensetzung des Gesteins.

Der herrschende Feldspat ist gleichfalls ein wasserklarer Albit, der mit Quarz in wechselndem Mengenverhältnis auftritt. Auch diese Gneisse sind epidotreich.

Diese Glimmeralbitgneisse sind meist ausgezeichnet schiefrig oder dünnflaserig entwickelt. Sie zeigen meist weiße Farben, von denen sich die ölgrünen Chlorite abheben, wenn Muscovit und Talk vorherrschen, dunkle Färbungen dagegen bei einem größeren Biotitgehalt. Ein größerer Gehalt an Albit und Epidot geben den Gesteinen ein körniges Gefüge.

Diese Gneisse sind teilweise quarzfrei oder sehr quarzarm, teilweise übertrifft die Menge des Quarzes die des Feldspats, und so bilden sich Übergangsglieder zu Schiefergesteinen heraus.

Die einzelnen Mineralkomponenten zeigen u. d. M. folgende Eigenschaften:

Der Feldspat ist meist ein wasserklarer Albit oder Albit-Oligoklas von quarzähnlichem Habitus. Er zeigt dieselben Eigentümlichkeiten wie der Albit der vorigen Gneissgruppe mit einer Auslöschungsschiefe von nahezu 15—20° in Schnitten $\perp$ c und 75° 30′ in Schnitten $\perp$ a. Andere Feldspate, wie Orthoklas — er läßt eine etwas niedrigere Doppelbrechung und orientierte Auslöschung beobachten —, Plagioklas — es ist ein Labrador mit $23^1/_2$° $\perp$ c und Bytownit mit 31° auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ — in einem Stadium vorgerückter Saussuritisierung sind selten und nur auf einzelne Handstücke beschränkt.

Der Quarz zeigt die Eigenschaften des Quarzes der kristallinen Schiefer.

Beide Bestandteile zeigen gewöhnlich keinerlei Spuren mechanischer Deformation.

Unter den glimmerartigen Mineralien nehmen die Chlorite den ersten Platz ein. Schnitte ∥ OP (001) werden mit lichtgrünlichen Tönen durchsichtig, Querschnitte zeigen kräftigen Pleochroismus zwischen fast farblos und lichtgrünlich. Spaltblättchen nach OP (001) erweisen sich fast senkrecht zur ersten Mittellinie, welche in allen beobachteten Fällen die positive ist. Die Mittellinie steht nicht genau normal; jedoch ist die Abweichung keine große, der Achsenwinkel ist klein, die Erscheinung beinahe einachsig, das Öffnen der Hyperbeläste ist jedoch noch deutlich wahrnehmbar. Die Doppelbrechung ist gering, die Interferenzfarben erreichen höchstens das Weiß I. Ordnung, aber auch die für die sekundären Chlorite so charakteristischen tiefen blauen Färbungen sind zu beobachten und mag ein Teil dieser Chlorite sich aus dem Biotit unter der Einwirkung der atmosphärilischen Verwitterung gebildet haben.

Eine Folge der geringen Schiefe der Mittellinie zur Basis ist eine geringe Schiefe

der Auslöschung der Querschnitte, doch übersteigt sie 10° nirgends. Die Chlorite sind meistens aus zahlreichen repetierenden Zwillingslamellen aufgebaut.

Der Magnesiaglimmer ist ein Biotit mit kräftigem Pleochroismus in braun- und hellgelben Tönen.

Recht bedeutend ist in allen diesen Gesteinen der Gehalt an lichtem Glimmer, Muscovit. Er besitzt stets einen größeren Achsenwinkel bei der charakteristischen Doppelbrechung.

Ähnlich hohe Doppelbrechung besitzt der Talk, der den Muscovit begleitet. Er ist fast einachsig. In all den Fällen, wo der Muscovit Sericitcharakter annimmt, pflegt der Achsenwinkel oft kleiner zu werden, ja fast einachsigen Charakter anzunehmen, es ist dann eine Bestimmung auf optischem Wege schwierig. Man kann zur Unterscheidung das Brechungsvermögen mit Erfolg benutzen. Das mittlere Brechungsvermögen ist nach Michel-Lévy und Lacroix[1]) für Talk 1,55, für Muscovit 1,6, für Quarz 1,55, für Albit 1,5. Der Talk hat also dasselbe Relief wie der Quarz und Albit, Muscovit dagegen hebt sich stärker ab. Quarz oder Albit ist in den meisten Schliffen wohl zum Vergleich der Reliefunterschiede vorhanden. Auf diese Weise lassen sich ferner die relativen Mengen von Talk und Muscovit gut abschätzen.

Weitere wichtige Komponenten sind die Mineralien der Epidotgruppe und zwar Zoisit und Epidot. Der Zoisit zeigt eine sehr schwache Doppelbrechung und zwar dunkelgraublaue Interferenztöne; die Kristalle sind breitsäulenförmig gestreckt nach der *c*-Achse bei der Aufstellung nach Des Cloizeaux, eine deutliche Spaltbarkeit verläuft ∥ *c*, rohere Risse senkrecht dazu. Die Längsschnitte zeigen meistens eine orientierte Auslöschung, ganz geringe Schiefen sind gelegentlich zu beobachten. Die Ebene der optischen Achsen verläuft gewöhnlich parallel der Längserstreckung. Neben dem Zoisit, resp. Klinozoisit, tritt Epidot in reichlicher Menge auf.

Reich ist der Gehalt an accessorischen Bestandteilen. Gesteine, die zu den Chloritamphiboliten hinüberführen, sind durch einen Gehalt an Strahlstein ausgezeichnet. Dieser Amphibol läßt folgenden Pleochroismus erkennen:

∥ $\mathfrak{b}/\mathfrak{c}$	polarisiert,	∥ $\mathfrak{a}$	schwingend	fast farblos,
∥ $\mathfrak{a}/\mathfrak{c}$	„	∥ $\mathfrak{b}$	„	licht-grünlich,
∥ $\mathfrak{a}/\mathfrak{b}$	„	∥ $\mathfrak{c}$	„	bläulich-grün.

Die Absorption ist $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

[1]) Michel-Lévy et Lacroix: „Tableaux des Minéraux des Roches.“ 1889.

Licht-rötlicher Granat tritt meist in mehr oder weniger scharf begrenzten, hexagonalen, isotropen Durchschnitten auf, die sich auf $\infty O (110)$ beziehen lassen. Ferner beobachtet man Apatit, Zirkon, Titanit, goldgelben Rutil. Auch Erze sind reichlich vertreten und zwar Magneteisen, Titaneisen und namentlich Eisenkies.

Die Gesteine dieser Gruppe sind meist ausgezeichnet schiefrig entwickelt und nur der größere Gehalt an quarzähnlichem, wasserklaren Albit verbietet eine Zurechnung zu den Glimmerschiefern.

In der Struktur und dem gegenseitigen Mengenverhältnis der einzelnen Komponenten herrscht eine sehr große Mannigfaltigkeit, die auf die Paragneissnatur dieser Gesteine hinzuweisen scheint.

Den Schlüssel zum Verständnis der verschiedenen Abarten liefert die Bauschanalyse.

Analysiert wurde durch Herrn Dr. A. Lindner das Gestein No. 2800. Chorrera de Agoyan, linke Seite des Rio Pastaza, südliches Fußgebirge der Llanganates, 1476 m.

Es ist ein weißes dünnschiefriges Gestein mit ölgrünem Chlorit.

Chlorit, Muscovit, Talk, Quarz, Albit sind etwa zu gleichen Teilen vertreten, so daß dieses Gestein zur Analyse als der normalste Typus besonders geeignet erschien.

Das chloritische Mineral ist fast einachsig. Auf der Basis steht die erste positive Mittellinie etwas schief. Dementsprechend löschen Querschnitte auch mit geringen Schiefen aus. Zoisit und Epidot sind in geringeren Mengen vorhanden, auch etwas Granat ist zu beobachten.

Die Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO_2	=	70,12
TiO_2	=	0,40
Al_2O_3	=	15,52
Fe_2O_3	=	1,65
FeO	=	2,48
MgO	=	2,22
CaO	=	0,73
Na_2O	=	3,09
K_2O	=	1,99
H_2O	=	2,28
Summa	=	100,48

Daraus berechnen sich folgende Molecularprozentzahlen:

SiO_2	=	77,75
Al_2O_3	=	10,07
Fe_2O_3	=	0,68
FeO	=	2,28
MgO	=	3,67
CaO	=	0,86
Na_2O	=	3,29
K_2O	=	1,40
Summa	=	100,00

Hoher Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3 zeichnen das Gestein aus, während die Menge der Alkalien nicht besonders groß ist. Die Magnesia überwiegt beträchtlich über den Kalk, Al_2O_3 > Alkalien + CaO + MgO. Es sind das Verhältnisse, die bei Eruptivgesteinen nicht zu finden sind. Versucht man die einzelnen Prozente auf die Mineralkomponenten zu verteilen, so ist das Natron im Albit, im Feldspatmolekül $Na_2Al_2Si_6O_{16}$, gebunden, der Kaligehalt fällt auf den Muscovit, die Magnesia teils auf das chloritische Mineral, teils auf den Talk und der Kalkgehalt endlich auf die Epidotmineralien.

Es liegt dem obigen Gestein also ein Sandstein mit vorwiegend tonigem Bindemittel und dolomitisch-mergeligen und kalk-mergeligen Beimengungen zugrunde.

Eine Anreicherung dolomitisch-mergeliger Bestandteile muß einen höheren Gehalt an Magnesiaglimmer, Chlorit und Talk zur Folge haben, während höherer Kalkgehalt die Epidotmineralien vermehrt. Diese Analyse mit der oben mitgeteilten Analyse des Muscovitgneisses verglichen, zeigt etwa dasselbe Bild, nur ist in jenem Fall der Alkaligehalt viel größer, in diesem aber der Magnesiagehalt.

Entsprechend der Paragneissnatur dieser Gesteine ist die Mannigfaltigkeit in dem gegenseitigen Mengenverhältnis der Mineralkomponenten eine überaus reiche. Auch die Strukturen entrollen ein recht wechselndes Bild.

Einen in mancher Beziehung abweichenden Typus stellt das graue, dünnschiefrige Gestein von der Ostwand des Guagra-huazi (Viehhaus), 4046 m, am Westende des Sara-urcu dar. Der herrschende Glimmer ist dunkler Biotit, der zuweilen in Chlorit umgewandelt ist, und heller Kaliglimmer, begleitet von wenig Talk, etwa zu gleichen Teilen. Der Feldspat ist der Hauptsache nach ein wasserklarer Albit, Quarz ist nur

wenig vorhanden. Neben dem Albit beobachtet man Orthoklas und mikroperthitischen Feldspat. Ausgewalzte Kalkspatlinsen treten im Gesteinsverband auf.

Es weist dieses Gestein durch seinen Gehalt an Kalifeldspat Verwandtschaft mit den Muscovitgneissen, durch seinen Reichtum an Magnesiaglimmer, verbunden mit den Carbonatlinsen, Beziehungen zu den kalkreichen Epidot-Albitgneissen auf. Es dürfte ein Sandstein sein, dem ein größerer Feldspatgehalt eigen war.

In den eigentlichen Chloritalbitgneissen fehlt der Magnesiaglimmer nahezu vollständig. Er wird durch das oben beschriebene Mineral der Chloritgruppe ersetzt. Muscovit und Talk sind reichlicher vorhanden, Albit und Quarz in sehr wechselndem Verhältnis, so daß die albitarmen Vertreter vollkommen Glimmerschiefercharakter tragen. Das Zurücktreten des Biotits läßt die lichte, fast weiße Färbung der Gesteine dieser Gruppe die herrschende sein. Die Gneisse sind teils ausgezeichnet dünnschiefrig, sehr glimmerschieferähnlich, teils dünnflaserig, wobei die Flaserkerne aus Albit und Quarzaggregaten gebildet sind, die von den glimmerartigen Mineralien umschlossen werden. Auf den hellweißen Gesteinen heben sich die ölgrünen Chlorite gut ab. Epidotmineralien sind in wechselnder Menge vertreten. Biotitfreie Chloritalbitgneisse, ziemlich quarzreich und von ausgesprochenem Schiefercharakter, stehen bei Chuspichupa, 2025 m, beim Abstieg von der Mullu-mullu-Loma nach Rio verde in der, zu den Llanganaten gehörigen Cordillera de Píllaro an. Diese Gesteine sind dünnflaserig bis dünnschiefrig. Quarzaugen und Albit-Quarz-Muscovitlagen wechseln mit Chlorit-Talk-Epidotreichen Lagen.

Ähnliche Gesteine, vielleicht noch quarzreicher, stammen vom Ostende des Toldofilo, gegen Quebrada del Rio seco zu, im Llanganatengebirge; diese dem Schiefer sehr nahe stehenden Gesteine führen goldgelben Rutil als häufigeren accessorischen Bestandteil.

Hierher gehört ferner das analysierte Gestein von der Chorrera de Agoyan, 1476 m, auf der linken Seite des Rio Pastaza, südliches Fußgebirge der Llanganaten; dasselbe führt gelegentlich Granat.

Nehmen die chloritischen Gemengteile zu, so erhalten die Gesteine ein anderes Aussehen. Sie nähern sich dann dem Grünschieferhabitus. Es bilden sich grüne, schiefrige Gesteine heraus, die vorwiegend aus grünem Chlorit und Albit bestehen. Quarz fehlt teils ganz, teils ist er nur sehr spärlich vertreten, ebenso ist der Epidotgehalt gering. Carbonatlinsen treten im Gestein auf. Eisenkies in großen Kristallen, ferner Turmalin, Rutil und Sericitschüppchen sind zu beobachten. Die Struktur ist dünnflaserig und schiefrig. Chloritalbitgneisse vom Grünschieferhabitus stehen

im Untergrund des Tunguragua an und zwar bei Ninayacu, 1846 m, an der Reventazon de Juivi (El Terremoto genannt), ferner auf der Südseite desselben Vulkans bei El Tambo, 2456 m, am Flusse Puela. Ein ähnlicher Schiefer liegt von Tambo Cashca und der Mündung des Rio Maucapaira im Pairatal 3 Tagereisen von Mácas entfernt vor. Diese Gesteine treten inmitten von phyllitischen Gesteinen auf. Ihre engen Beziehungen zu den zu Grünschiefern umgewandelten Diabasgesteinen sind unverkennbar.

Sehr feldspatreich hingegen ist der Chloritalbitgneiss nahe der Bandera-loma auf dem Wege zum Jarro-hichuna, 4025 m, westlich des Sangay. Das Gestein tritt in Gesellschaft feldspatreicher Muscovitglimmerschiefer auf.

Eng benachbart mit den biotitfreien Gliedern treten biotitreichere Gesteine auf, so auch am Ostende des Toldo-filo. Die Bestandteile sind mit Ausnahme des Magnesiaglimmers dieselben. Das chloritische Mineral zeigt jedoch etwas andere Eigenschaften und ist zum Teil sekundärer Entstehung aus dem Glimmer, das Gestein ist ärmer an Quarz.

Von ähnlicher Zusammensetzung sind die schiefrigen Gesteine nahe der Schneegrenze am Cerro hermoso de los Llanganates auf der Westseite, auch sie sind fast klinochlorfrei, die Albite sind mit Epidotmineralien erfüllt.

Sehr reich an Biotit sind dunkle dünnschiefrige, zum Llanganaten-Gebirge gehörige Gesteine von der Chorrera de Agoyau, 1476 m, die mit den oben beschriebenen Chloritalbitgneissen zusammen vorkommen. Dieselben haben durchaus Glimmerschiefercharakter. Quarz und Albit sind etwa zu gleichen Teilen vertreten, ferner Epidot, Apatit, Zirkon und Rutil. Diese schiefrigen Gesteine zeichnen sich durch einen auch schon makroskopisch auffallenden größeren Gehalt an Granat aus. Es wechseln Zonen von Glimmer und Quarz, fast nur Glimmer und Albit und Granat und Glimmer. Der größere Gehalt an Granat und Biotit, der die Eigentümlichkeiten des Biotits in Kontaktgebilden aufweist, lassen dieses schiefrige Gestein möglicherweise als ein Kontaktprodukt erscheinen. Dieses Gestein ist im Gegensatz zu den übrigen fast frei an Muscovit und Talk.

Gleichfalls außerordentlich glimmerreich und Granat führend ist ein etwas lichter gefärbtes, ausgezeichnet schiefriges Gestein aus der Quebrada de Puente hondo, am Ostabhang der Loma de Nagsanpungu, 4033 m, westlich vom Sangay. Neben Biotit spielt lichter Glimmer eine größere Rolle. Quarz ist spärlich vorhanden, der herrschende Feldspat ist ein quarzähnlicher Albit neben wenig Orthoklas. Epidot, Titanit, orangeroter Eisenglimmer und Eisenkies sind die weiteren Bestandteile. Der Granat ist zum Teil in lichten Glimmer und Chlorit umgewandelt.

Wichtig für die Erkenntnis der genetischen Beziehungen wird ein helles Geröll der Quebrada Ulva bei Hacienda Ulvilla, Ost-Fußgebirge des Tunguragua. Dieses Gestein zeigt die Komponenten Biotit, Talk, Chlorit, Muscovit, Albit, Quarz, basische Feldspate in geringer Menge, und zwar Labrador und Bytownit, ferner reichlich Epidotmineralien, Titanit, Erz und Granat. Zu diesen Bestandteilen tritt eine aktinolithische Hornblende. Es sollen später aktinolithreiche Gesteine beschrieben werden, die auf Gesteine der Diabasfamilie zurückzuführen sind. Dieselben treten mit den in diesem Abschnitte beschriebenen Gesteinen eng benachbart auf. Es muß daher angenommen werden, daß ein Teil der diesen Paragneissen zugrunde liegenden Sedimente durch die mit ihnen zusammen vorkommenden Diabase beeinflußt wurden, sei es nun durch Kontaktwirkung, sei es, daß den Sandsteinen Diabasmaterial beigemengt ist.

Waren die Merkmale, die für die Kontaktgesteinsnatur sprachen, noch undeutlich, so sind sie in anderen wenig deutlich schiefrigen Gesteinen ausgeprägter vorhanden.

In diese Kategorie gehört ein lichtes, körniges Albitgestein, ein Gerölle an der Brücke über den Rio Pisque nahe Guaillabamba in der Quito-Mulde. Neben Chlorit, Muscovit und Talk ist das Gestein besonders reich an Zoisit und Epidot. Die Zoisitkriställchen treten gern garbenartig angeordnet als Einschlüsse im Albit auf.

Gleichfalls körnig sind die lichten Gerölle der Quebrada Ulva bei Hacienda Ulvilla, 1961 m (Tunguragua), die aus Chlorit, Zoisit, Muscovit, Talk, Albit und Quarz, ferner Aktinolith bestehen. Die Albite zeigen staubförmigen Kohlenstoff als Einschlüsse, der sich wie in Kontaktgesteinen gern zu Wolken zusammenballt. Andere Gerölle von demselben Fundpunkte sind überdies reich an Granat.

Diese Gruppe von schieferähnlichen Albitgneissen mit sehr wechselnden Glimmermineralien, Biotit, Muscovit, Talk, Chlorit sind Paragneisse, dynamometamorph veränderte Sandsteine mit vorwiegend tonigem Bindemittel und Beimengungen von feldspatreichen, dolomitisch und kalkmergeligen oder diabasartigen Bestandteilen. Sie treten engverbunden mit den zu schiefrigen Amphibolgesteinen umgewandelten Diabasgesteinen auf und umfassen zum Teil auch noch die Contaktgebilde dieser Diabase.

2. Amphibolgesteine.

Amphibolgesteine, die neben der Hornblende im wesentlichen aus Feldspat aufgebaut sind, spielen unter den kristallinen Gesteinen der Ost-Cordillere eine große

Rolle. Sie treten in engem geologischen Verband mit den im vorigen Abschnitt beschriebenen verschiedenartigen Albitgneissen auf, oder diese Amphibolite und Amphibolschiefer sind, wie das auch anderwärts vielfach beobachtet worden ist, eng mit weniger stark dynamometamorph veränderten Tiefengesteinen und Ergußgesteinen durch eine Reihe Übergangsglieder verknüpft.

Der Grad der dynamometamorphen Umwandlung ist nach dem Ort verschieden. Manche Gesteine lassen noch Überreste ehemaliger Strukturen oder Bestandteile erkennen und machen die genetische Deutung leicht.

Alle Amphibolgesteine dieses Gebietes sind entweder auf Tiefengesteine der Gabbrofamilie oder auf Diabase und deren Tuffe zurückzuführen. Entsprechend der ähnlichen chemischen Zusammensetzung und des fast gleichen Mineralbestandes sind die Endprodukte dynametamorpher Umwandlung die gleichen Gesteine.

Auf dieser letzten Umwandlungsstufe ist dann eine sichere Trennung beider Gesteinsfamilien nicht mehr möglich.

a. Amphibolite, die auf Gesteine der Gabbrofamilie zurückzuführen sind.

In diese Gruppe gehören grobkörnige, flaserige und schiefrige Amphibolite, in welchen der Feldspat teilweise saussuritisiert, also in ein Aggregat von Epidot und Zoisit, verwandelt ist.

1. Grobkörnige Gabbroamphibolite, Saussuritamphibolite oder Zobtenite.

Diese Amphibolite zeichnen sich durch ein besonders grobkörniges Gefüge aus. Weißlicher, mehr oder weniger saussuritisierter Feldspat und Hornblenden von mehreren Centimeter Länge sind die Hauptbestandteile. Die Hornblende erscheint dem Feldspat gegenüber idiomorph.

Reste ehemaliger Struktur und früherer Bestandteile lassen die Gabbronatur dieser Gesteine unzweifelhaft erscheinen.

Die dynamometamorphe Umwandlung wirkt nun auf die ehemaligen Gabbrokomponenten in der folgenden Weise ein:

Der Feldspat ist ein basischer Kalknatronfeldspat, nach Art der Gabbrofeldspate, taflig oder breitleistenförmig entwickelt. Er entspricht den Mischungen Labradror bis Bytownit. Es ließen sich folgende Auslöschungsschiefen beobachten: auf $M = \infty P \breve{\infty}$

(010) — 22° 30′ = Labrador, — 30° Bytownit; in Schnitten ⊥ c = 28°, 33°, 36½°, 39½° = Labrador-Bytownit, aber auch saurere Feldspate kommen vereinzelt vor mit Auslöschungsschiefen auf M = ∞ P ∞ (010) von — 12° 25′ = basischer Andesin im Kern und + 5° 25′ = Oligoklas am Rand.

Die Einwirkungen des Gebirgsdruckes sind zunächst mechanischer Natur. Die Albitlamellen werden verbogen, gegeneinander verworfen. Randlich bröckelt Feldspatsubstanz ab. Dann greift ferner eine chemische Umsetzung Platz. Der Feldspat erscheint bei schwacher Vergrößerung trüb und gewissermaßen aufgequollen. Stärkere Vergrößerungen lassen erkennen, daß er mit stark brechenden, gedrungenen Säulchen und Körnchen von Epidot und Zoisit erfüllt ist. Es ist dies der bekannte Saussuritisierungsvorgang. Die Zoisit-Epidotaggregate verdrängen die Feldspatsubstanz vollständig. Neben dieser Neubildung entsteht ein wasserklarer Albit von quarzähnlichem Habitus. Der geringe Kaligehalt, der sich gelegentlich im Labrador vorfindet, führt zur Entstehung von Muscovit.

Der Epidot zeigt die gewöhnlichen Eigenschaften. Der Zoisit besitzt meist orientierte Auslöschung bei niedriger Doppelbrechung und hohem Relief. Mitunter zeigt er repetierende Zwillingsbildung und geringe Schiefen der Auslöschung. Der optische Charakter der Längserstreckung ist allgemein negativ. Die Achsenebene liegt in allen beobachteten Fällen senkrecht zur Längserstreckung. Man dürfte demnach dieses Zoisitmineral mit Weinschenk[1]) zum Klinozoisit stellen. Beide Mineralien, der zeisiggelbe Epidot und der farblose Klinozoisit, gehen nicht selten granophyrische Verwachsungen ein, derart, daß die Individuen beider Mineralien gleichzeitig auslöschen.

Der lichte Glimmer ist ein Muscovit mit größerem Achsenwinkel. Fast einachsiger Talk von negativem Charakter der Doppelbrechung begleitet ihn oft.

Nächst dem Feldspat und dessen Vertretern ist die Hornblende die wichtigste Komponente.

Sie ist zum Teil eine grüne Hornblende mit folgenden optischen Eigenschaften, die Farben sind für Licht:

|| 𝔟/𝔠 polarisiert, || 𝔞 schwingend licht grünlich-gelb,
|| 𝔞/𝔠 „ || 𝔟 „ tief olivengrün,
|| 𝔞/𝔟 „ || 𝔠 „ dunkelgrün, zuweilen mit einem Stich ins bläuliche;

die Absorption ist 𝔠 > 𝔟 > 𝔞; auf ∞ P ∞ (010) beträgt die Schiefe der Auslöschung 𝔠 : c = 16°. Zwillingsbildungen nach ∞ P ∞ (100) sind verbreitet.

---

[1]) E. Weinschenk: „Ueber Epidot und Zoisit“. Zeitschrift für Kryst. 26. 1896. 156—177.

Diese grüne Hornblende geht ihrerseits wieder in eine lichtere strahlsteinartige Hornblende über.

Dieselbe ist fast farblos mit lichtgrünlichen Abtönungen, Pleochroismus ist dagegen weniger ausgesprochen. Die Doppelbrechung ist ein wenig höher als bei der grünen Hornblende.

Die randlichen Partieen der grünen Hornblende fasern aus und gehen dabei in Strahlstein über, oder aber es bilden sich inmitten des Kristalls fleckige Strahlstein-Partieen. Letztere verdrängen so allmählich die grüne Hornblende.

Die Umrisse der Hornblende sind nirgends unversehrt, um größere Kristalle finden sich mechanisch losgelöste Bruchstücke gleicher Orientierung.

Die Hornblende ist durch den Gebirgsdruck aus dem Pyroxen gebildet worden. Es läßt sich diese Neubildung z. T. in den verschiedenen Stadien verfolgen. In einzelnen Gesteinen ist der Pyroxen noch erhalten, es ist ein Diallag, der die Diallagabsonderung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) und eine andere Absonderung nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) deutlich erkennen läßt. Längsschnitte sind durch staubförmige Interpositionen braun gefärbt.

Man beobachtet nun, wie die Diallage sich randlich in grüne Hornblende von gleicher Orientierung umwandeln, also so, daß z. B. ein Pyroxenquerschnitt mit der fast rechtwinkligen prismatischen Spaltbarkeit in Hornblende übergeht, die den charakteristischen Spaltwinkel des Amphibolprismas erkennen läßt. Die Umwandlung in Amphibol geht nicht nur vom Rande aus, sondern im Pyroxen treten fleckenförmige Amphibolpartieen auf. So verdrängt die Hornblende den Diallag schließlich ganz. Nicht von der Umwandlung betroffen werden die braunen, staubförmigen Interpositionen, die manchen Diallagen eigentümlich sind. Dieselben finden sich dann in derselben Weise als Einschlüsse in der Hornblende. Umgekehrt kann auch, wo durch vorgerückte dynamometamorphe Umwandlung alle Merkmale der früheren Natur des Gesteins verwischt sind, aus dem Vorkommen derartiger Einschlüsse auf die Entstehung der Hornblende aus Diallag geschlossen werden.

Die accessorischen Gemengteile sind dieselben wie in den Gabbrogesteinen. Es wurden Apatit in großen Kristallen, Titanit in spitzrhombischen Formen, Magneteisen, Titaneisen und Eisenkies beobachtet.

Zum Vergleich mit den hier geschilderten Umwandlungsvorgängen lassen sich unter anderem die Beobachtungen von Hatch[1]) heranziehen, die an sehr ähnlichen Gesteinen angestellt wurden.

---

1) F. H. Hatch: „Über den Gabbro aus der Wildschönau in Tirol und die aus ihm hervorgegangenen schiefrigen Gesteine“. Tscherm. Min.-petr. Mitt. N. F. 7. 1886. S. 75—87.

Diese grobkörnigen Saussuritgabbros sind in der Zhasquin-Cordillere zu Hause. Sie finden sich anstehend am Yanarumi an der Colay-cocha, an dem über dieses Gebirge nach Mácas führenden Paß. Sie müssen aber in der Cebadas-Zhasquin-Cordillere eine weit größere Verbreitung haben, da der Rio Cebadas bei Bóquios reichlich derartige Gerölle führt. Gerölle des Rio Paira, der dieselbe Cordillere nach Osten entwässert, bei dem Orte Suña, gehören demselben Gestein an und stammen aller Wahrscheinlichkeit nach von den Bergen in der Umgebung der Colay-cocha.

Zusammen mit dem Saussuritgabbro kommt an der Colay-cocha ein nur aus Diallag und Hornblende bestehendes Gestein vor, das man als Diallagamphibolit bezeichnen kann. Es hat gleichfalls ein sehr grobkörniges Gefüge.

Der Diallag wird mit schmutzig chokoladenbraunen Tönen durchsichtig und ist mit der Hornblende innig verwachsen, es ist deutlich zu beobachten, daß die Hornblende aus dem Diallag entstanden ist. Apatit, in großen Kristallen, und Erz sind accessorische Bestandteile. Es ist dieses Gestein demnach als ein umgewandelter Pyroxenit aufzufassen, womit auch das Zusammenvorkommen mit den Saussuritgabbros in Einklang steht.

Nicht in allen Fällen führt die dynamometamorphe Umwandlung zu einer Saussuritisierung des Feldspats. Aus eben demselben Gebiete stammen Gabbroamphibolite, in welchen der Feldspat lediglich Spuren mechanischer Deformation aufweist, der Diallag dagegen vollständig in Amphibol umgewandelt ist. Die Saussuritisierung verlangt einen Wassergehalt, der von außerhalb in die Feldspatverbindung eintritt. Das Vorhandensein oder Fehlen der Wasserdurchtränkung erklärt vielleicht den verschiedenen Gang, den die durch den Gebirgsdruck bedingte Umwandlung derselben Gabbrogesteine desselben Gebietes in Saussuritgabbro und grobkörnige Feldspat-Amphibolite nimmt.

2. Flaserige und schiefrige Zoisit-Epidot-Albit-Amphibolite.

Wie in dem vorigen Abschnitt gezeigt wurde, ist der Gang der dynamometamorphen Umwandlung der Gabbrokomponenten folgender:

Der Feldspat geht in ein Aggregat von Zoisit und Epidot über, bei diesem Vorgang bildet sich wasserklarer Albit und Quarz. Der Pyroxen verwandelt sich zunächst in grüne Hornblende und diese wieder in Strahlstein, dabei bleiben die Erzinterpositionen des Diallags erhalten. Die mechanischen Deformationen führen zu einer dünnflaserigen und schiefrigen Struktur des Gesteins.

In diesem letzten Umwandlungsstadium sind die alten Bestandteile und Strukturen des ursprünglichen Gesteins vollständig umgeändert. Es haben sich Zoisit-Epidot-Albit-Amphibolite und Amphibolschiefer gebildet.

Die dynamometamorphe Umwandlung der Diabase führt zur Bildung derselben Gesteine. Auf dieser Umwandlungsstufe ist dann eine sichere Scheidung der aus Gabbro und Diabas hervorgegangenen Amphibolgesteine ohne Analyse nicht mehr möglich, wenn nicht die obenerwähnten Erzinterpositionen die Entstehung der Hornblende aus Diallag und somit die Gabbronatur des Gesteins wahrscheinlich machten.

Derartige Gesteine finden sich vereinzelt auf der Ostseite der Cordillere. Sie stehen im südlichen Fußgebirge der Llanganaten zwischen Playas de Antombos, 1414 m, und Quillu-urcu, Weg zum Rio Topo, Pastazatal, an, und zwar in nächster Nachbarschaft gneissartiger Granite und Diorite.

Ähnliche Gesteine fanden sich ferner als Gerölle des Rio Samingo kurz vor Paira, 1617 m, der zu dem Flußsystem des Stromes von Mácas gehört, ferner auf der linken Seite dieses Stromes zwischen Tablas und Tambo Cashca, 1795 m.

Der Amphibol ist ein Strahlstein mit tiefgrünen Tönen, der mit dem Smaragdit verwandt ist. Es ließ sich folgender Pleochroismus beobachten:

für Licht	∥ 𝔟/𝔠 polarisiert	∥ 𝔞 schwingend	farblos bis lichtgelblich,
	∥ 𝔞/𝔠 „	∥ 𝔟 „	tief smaragdgrün,
	∥ 𝔞/𝔟 „	∥ 𝔠 „	bläulichgrün;

Absorption $\mathfrak{c} \geqq \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$.

Es kommen licht grünliche, schwach pleochroitische Hornblenden daneben gleichfalls vor.

Die Feldspate lassen noch einen tafligen Habitus erkennen, sind jedoch meist vollkommen in Zoisit, Epidot, Quarz, Albit und lichten sericitischen Glimmer umgewandelt. Etwas Biotit nimmt an dem Aufbau des Gesteins Anteil. Apatit, Titanit, Titaneisen, Leukoxen, Rutil und Turmalin wurden als accessorische Gemengteile beobachtet.

Die Struktur dieser Amphibolite ist eine flasrige bis schiefrige. Die Flaserkerne sind größere Strahlsteinkristalle, oder sie bestehen aus den Umwandlungsprodukten des Feldspats. Um diese Kerne legen sich dünne Lagen von Epidotmineralien, Albit, Quarz und Sericit.

b. Amphibolgesteine, die auf Gesteine der Diabasfamilie zurückzuführen sind.

Ungleich größer ist die Zahl derjenigen Hornblendegesteine, die auf Diabasgesteine zurückzuführen sind. Obschon der äußere Habitus aller dieser Gesteine ziemlich

eintörmig ist — es sind meist dichte, grüne Schiefer — so zeigen sie doch in den verschiedenen Stadien der Umwandlung eine große Mannigfaltigkeit.

In welcher Weise der Gebirgsdruck auf die Diabase umändernd einwirkt, hat u. A. L. Milch[1]) für das Taunusgebiet eingehend verfolgt. Zwischen den Diabasschiefern, Hornblendesericitschiefern und Zoisit-Epidot-Amphibolgesteinen des Taunus und den hier zu beschreibenden Gesteinen bestehen manche Analogien.

Die Gesteine weisen hier wie dort eine verwirrende Mannigfaltigkeit der Strukturen und der Mineralzusammensetzung auf.

Milch hat gezeigt, daß im Taunus mehr oder weniger umgewandelte Gesteine in scheinbar regelloser Verknüpfung miteinander auftreten, daß der Grad der Umwandlung von der Intensität des Gebirgsdruckes abhängig ist und mit dem Ort wechselt. Er stellte ferner fest, daß die am stärksten umgewandelten Gesteine vorzugsweise in den östlichen Teilen des Taunus zu finden sind, die den intensivsten Faltungsprozeß durchgemacht haben.

Ähnliche Beziehungen lassen sich auch in der Ost-Cordillere erkennen. Hier treten verhältnismäßig wenig umgewandelte Uralitporphyrite und Diabasschiefer mit einer großen Gruppe von Gesteinen mannigfaltiger Art auf, die man zusammenfassend am besten als Grünschiefer bezeichnen kann. Mit diesen Grünschiefern sind wieder höher kristalline Hornblendegesteine eng verbunden, die außer Strahlstein Epidotmineralien, Albit und Quarz führen und meist durch einen Gehalt von Chloritmineralien ausgezeichnet sind. Es treten alle diese Gesteine inmitten der Phyllitformation auf. Die am stärksten umgewandelten Gesteine erscheinen vorzugsweise auf der Ostseite der Cordillere, sie bestätigen also die Tatsache, welche die granitischen Gesteine bereits erkennen ließen, daß in der Ost-Cordillere die Intensität des Gebirgsdruckes von Westen nach Osten zunimmt.

Nach dem Grad der Umwandlung unterscheidet Milch Gesteine, bei denen die ursprüngliche Struktur und Mineralzusammensetzung noch teilweise erhalten sind, ferner solche, bei denen entweder die Struktur oder die Mineralzusammensetzung noch zu erkennen ist, und endlich das vorgerückteste Stadium der Umwandlung, in welchem der ehemalige Bestand des Gesteins vollkommen verwischt ist. Die Gesteine dieses dritten Stadiums sind schiefrige Gesteine, die in der Ost-Cordillere aus Epidotmineralien, verschiedenen Arten von Strahlstein, neugebildetem Feldspat, Quarz und Chlorit bestehen. Milch erblickt in den entsprechenden Gesteinen des Taunus die am stärksten umgewandelten Diabase.

[1]) L. Milch: „Die Diabasschiefer des Taunus". Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft. 1889. XLI. S. 394.

Den Grünschiefern der Ost-Cordillere liegen nun teilweise porphyrische Glieder der Diabasfamilie, also Augitporphyrite und Diabasporphyrite, teilweise Diabase und deren Tuffe zugrunde.

Solange die Gesteine nicht über das erste oder zweite Stadium der Umwandlung hinausgekommen sind, ist ihre Natur unschwer zu erkennen.

Bei den Grünschiefern und Hornblendegesteinen des dritten Stadiums endlich ist die Diabasnatur des Gesteins nur aus dem Gang der Umwandlung der Diabaskomponenten unter der Einwirkung des Druckes und durch die chemische Analyse zu erschließen.

Auf dieser Umwandlungsstufe sind die einzelnen Glieder der Diabasfamilie nicht mehr zu erkennen. Es ist ferner darauf hingewiesen worden, daß die Umwandlung der Gabbrogesteine zur Bildung entsprechender Amphibolite führt und daß eine strenge Unterscheidung beider Gesteinsfamilien sich mit Sicherheit nicht mehr durchführen läßt.

Die Einwirkung des Gebirgsdrucks auf die Diabaskomponenten.

a. Feldspat.

Der Feldspat wird gewöhnlich, wie beim Gabbro, saussuritisiert, in ein Aggregat von Zoisit und Epidot zerlegt.

Der monokline Epidot wird mit zeisiggelben Farben durchsichtig. In größeren Kristallen ist er säulenförmig nach *b* entwickelt, die Ebene der optischen Achsen liegt in $\infty P \breve{\infty}$ (010), also stets senkrecht zur Längserstreckung; zuweilen bildet der Epidot Sphärolithe, meist tritt er in winzigen Körnern auf, die sich gegenseitig überlagernde Aggregate bilden, und den Feldspat, aus dem sie sich gebildet haben, trübe und aufgequollen erscheinen lassen.

Der ständige Begleiter des Epidot ist ein farbloser Zoisit. Sein Brechungsvermögen ist dasselbe, die Doppelbrechung hingegen weit schwächer.

Die Achsenebene verläuft meist senkrecht zur Längserstreckung. Der Achsenwinkel ist um die erste Mittellinie gewöhnlich nicht sehr groß. Ganz geringe Schiefen und eine gelegentlich zu beobachtende repetierende Zwillingslamellierung lassen erkennen, daß wenigstens ein Teil des Zoisit dem Klinozoisit zuzurechnen ist.

Der Saussuritisierungsvorgang führt zur Neubildung von Feldspat und Quarz.

Dieser Feldspat ist ein wasserklarer Albit mit Auslöschungsschiefen von ca. $19\frac{1}{2}^{\circ}$ in Schnitten $\perp$ c. Zwillingsbildung fehlt meist, oder sie tritt nach dem Albitgesetz, aber nicht repetierend, auf. Der Albit wird hierdurch sehr quarzähnlich.

Zuweilen vollzieht sich eine Umwandlung des Feldspats in lichten sericitischen Glimmer.

b. Pyroxen.

Der Pyroxen geht in Amphibol über. Die Hornblende ist zunächst grüner Uralit, der den Augit unter Beibehaltung seiner Formen ersetzt hat. Die uralitische Hornblende zeigt recht kräftigen Pleochroismus zwischen grünlichen und gelblichen Tönen. Mit dem eigentlichen Strahlstein ist diese uralitische Hornblende durch eine Reihe von Übergängen verknüpft. Die grünen Töne werden weniger intensiv. In einzelnen Schnitten wird die Hornblende fast farblos. Der Pleochroismus steigt in denjenigen Aktinolithen, die in den höher krystallinen, Albit- und Chlorit-reichen, Gesteinen vorkommen; man beobachtet:

für Licht	‖ $\mathfrak{b}/\mathfrak{c}$	polarisiert,	‖ $\mathfrak{a}$	schwingend	lichtgelblich,
	‖ $\mathfrak{a}/\mathfrak{c}$	„	‖ $\mathfrak{b}$	„	smaragdgrün,
	‖ $\mathfrak{a}/\mathfrak{b}$	„	‖ $\mathfrak{c}$	„	bläulichgrün.

Die Absorption ist $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$, die Auslöschungsschiefe beträgt auf $\infty P \grave{\infty}$ (010) $c : \mathfrak{c} = 18^{\circ}$.

Die Doppelbrechung des Strahlsteins pflegt etwas höher als bei der uralitischen Hornblende zu sein. Die größeren Strahlsteinsäulen zeigen oft Quergliederung.

Eine terminale Begrenzung fehlt allen Amphibolvarietäten. Die Dimensionen der Hornblende sinken mitunter zu den feinsten mikroskopischen Nädelchen, die alle mit ihrer Längsachse gleichgerichtet sind und die schiefrige Struktur des Gesteins bedingen können.

Bei dem Übergang des Augit in Hornblende kann es aber auch zu einer Neubildung von Epidotmineralien kommen.

c. Titaneisenerz.

Titaneisen ist wohl nirgends mehr erhalten. Meist beobachtet man Flocken und Wolken von Titanitaggregaten. Goldgelber Rutil mit pelzigem Leukoxenrand ist häufiger.

Durch diesen Vorgang bilden sich mannigfaltige schiefrige Gesteine heraus, die zusammengesetzt sind:

1. aus Epidotmineralien und Hornblende,
2. aus Epidot, Albit, Quarz und Strahlstein,
3. aus Albit, Quarz, Epidot, Strahlstein und Chlorit

in sehr wechselnden Mengenverhältnissen.

Daß alle diese Gesteine auf Diabase zurückzuführen sind, beweist die chemische Analyse. Gewählt wurde ein höher kristallin entwickeltes Gestein, das aus Albit, Quarz, Epidot, Strahlstein und Chlorit besteht und zwischen Antiojos-pungu und Toldofilo im Llanganatengebirge ansteht.

No. 2029. Aufstieg von Antiojos-pungu nach Toldofilo, Cerros de los Llanganates.[1]		Diabas, Whin Sill, Cauldron, Snout, Durham, Nordengland.[2]
SiO_2	= 51,61	51,22
TiO_2	= 1,72	2,42
Al_2O_3	= 14,66	14,06
Fe_2O_3	= 5,48	4,32
FeO	= 6,85	8,73
MnO	= —	0,16
MgO	= 4,04	4,42
CaO	= 8,44	8,33
Na_2O	= 4,50	2,55
K_2O	= 0,35	1,25
H_2O*	= 1,57	1,28
SO_3	= 0,22	0,49 (FeS_2)
P_2O_5	= 0,18	0,25
CO_2	= —	0,19
Summa	= 99,62	99,67
Spez. Gew.	= 2,991	2,98

* davon 0,06 % loser gebundenes H_2O.

Die Übereinstimmung beider Analysen ist eine vorzügliche, zumal was SiO_2, Al_2O_3, ($FeO + Fe_2O_3$), MgO und CaO betrifft. In den Alkalien macht sich ein kleiner Unterschied geltend, jedoch weist die Differenz der Summe kaum 1 % auf.

In Molekularprozentzahlen umgerechnet ergibt die Analyse:

SiO_2	=	58,32
Al_2O_3	=	9,43
FeO	=	10,73
MgO	=	6,63
CaO	=	9,89
Na_2O	=	4,76
K_2O	=	0,24
Summa	=	100,00

[1] Die Analyse wurde von Herrn Dr. A. Lindner in Berlin ausgeführt.
[2] H. Rosenbusch: „Elemente der Gesteinslehre". 1901. S. 336.

Hieraus berechnen sich nach dem von Osann[1]) angegebenen Verfahren die Konstanten beider Gesteine zu:

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	
58,32	5	4,4	22,8	3,1	2,7	14,2	9,5	= Amphibolit, Antiojos-pungu,
57,39	3,73	5,53	24,04	2	3,5	14,5	7,5	= Diabas,[2]) Whin Sill.

Die Diabase sind nach Osann[3]) durch einen kleinen Wert von *a* und *c* gegenüber dem von *f* charakterisiert. Der Wert von *s* bewegt sich zwischen 55 und 60.

Die Differenz in den Alkalien macht sich hier wieder geltend, indem *a* ein wenig zu groß ist; *f* dagegen stimmt in beiden Analysen überein.

Da die Abweichungen nur sehr geringfügig sind, ist die chemische Zusammensetzung dieses Amphibolits gleich der eines Diabases.

Es ist demnach dieser Amphibolit als umgewandelter Diabas aufzufassen.

1. Diabasgesteine der ersten und zweiten Umwandlungsstufe, Gesteine, welche die ehemalige Struktur oder die früheren Bestandteile noch teilweise erkennen lassen.

a. Schiefriger Diabas.

Die hierher gehörigen Gesteine sind die relativ am wenigsten veränderten Diabase der ganzen Reihe.

Die leistenförmigen Plagioklase sind noch fast unverändert. Ihre Anordnung ist divergent-strahlig. Die dem Diabas eigene Struktur, die ophitisch körnige, ist also noch deutlich zu erkennen. Der Augit ist der Umwandlung bereits ganz zum Opfer gefallen. Feine aktinolithische Hornblendenädelchen mit kaum merklichem Pleochroismus erfüllen die Zwischenräume zwischen den Feldspaten. Die Augitumwandlung hat zu einer reichlichen Bildung von Epidot und Chlorit geführt.

Diese schiefrigen Diabase sind dichte, grüne, mehr oder weniger schiefrige Gesteine. Sie stehen im Hondon de Chaiva, 3097 m, auf der linken Seite beim Abstieg von Calcit-pungu zur Hacienda de Alao in der Cordillera de Alao an.

---

[1]) A. Osann: „Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine". I. Tiefengesteine. (Tscherm. min.-petr. Mitt. N. F. 19. 1900. S. 351—469.)

[2]) A. Osann: „Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine". II. Ergußgesteine. (Tscherm. min.-petr. Mitt. N. F. 20. 1901. S. 440.)

[3]) Ebenda S. 138—143.

b. Uralitporphyrite, schiefrige Augitporphyrite und Diabasporphyrite.

Diese Gesteinsgruppe läßt deutlich die einstige Porphyrstruktur erkennen. Die Einsprenglinge sind jedoch meist umgewandelt.

α. Uralitporphyrit.

Die Einsprenglinge sind uralitisierter Augit und Feldspat. Eine Schieferung ist bei dem dichten, dunklen Gestein nicht deutlich wahrzunehmen, makroskopisch sind porzellanweiße Einsprenglingsfeldspate sichtbar. U. d. M. ist der Plagioklas, abgesehen von den Anfängen der Epidotisierung, unverändert. Die großen Augiteinsprenglinge dagegen sind vollständig in Hornblende umgewandelt. Die Hornblende ist ein dem Strahlstein nahe stehender, lichter Uralit. Die Formen des Augits sind meist erhalten. In Längsschnitten sind die Hornblendefasern mit ihrer Längsachse der *c*-Achse des Augits parallel gerichtet. Die Grundmasse ist ein inniger Filz von Hornblendenädelchen, Feldspat und Erz.

Diese Uralitporphyrite sind Gerölle des Rio Cebadas bei der Hacienda Alao, sie entstammen der Alao-Cordillere.

Nur uralitisierte Augiteinsprenglinge zeigt der Uralitporphyrit des Azata-pungu in derselben Cordillere. Die seidenglänzenden, dunkelgrünen, uralitisierten Augite heben sich in dem dunklen Gestein bereits makroskopisch ab. Der Grad der Umwandlung ist ein höherer wie in dem vorigen Gestein.

Die Hornblende zeigt kräftige tiefgrüne und gelblichgrüne Töne. Von den großen Einsprenglingen sind randliche Partieen losgebröckelt, die Tendenz einer flaserförmigen Auswalzung der Einsprenglinge macht sich unverkennbar geltend. Die Grundmasse ist bereits stark saussuritisiert.

β. Schiefrige Augitporphyrite.

In vereinzelten Fällen ist der Einsprenglingspyroxen noch teilweise erhalten. Es sind das undeutlich schiefrige, grüne Gesteine vom Cerro Toldo, im südlichen Fußgebirge des Altar. Sie stehen an der Nordseite des Cerro Toldo-Gipfels und in der Nähe in der Quebrada Yzana grande oberhalb Químiac, 2800 m, an.

Der Augit läßt, soweit er nicht in Hornblende umgewandelt ist, Sanduhrstruktur und eine gelegentliche Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100) erkennen. Querschnitte zeigen neben der prismatischen Spaltbarkeit Absonderungen nach $\infty P \infty$ (100) und $\infty P \breve{\infty}$ (010). Die Hornblende, die ihn allmählich ersetzt, ist ein sehr lichter Strahlstein. Die Grund-

masse ist durch trübe, wolkige Epidotaggregate verhüllt und läßt noch vereinzelte Reste von Feldspat erkennen.

In hohem Grade umgewandelt ist ein grünlichgraues Gestein, das aus derselben Gegend stammt. Es steht auf der rechten Seite der Quebrada Ticha-yacu chiquita, 3600—3700 m, zwischen Pasuasu-Loma und Collanes an.

Makroskopisch wie mikroskopisch sind Augite als Einsprenglinge wahrnehmbar, die aber vollkommen in lichten Strahlstein umgewandelt sind. Die Grundmasse ist ein inniges Gefüge von Epidot- und Zoisitkörnchen mit Strahlsteinnädelchen und lichtem Glimmer.

Von dem ursprünglichen Bestand ist also hier nur die Porphyrstruktur erhalten.

γ. Schiefrige Diabasporphyrite.

Die hierher gehörigen Gesteine sind grün, deutlich schiefrig und dunkelgrau gefleckt. Die Flecken erscheinen fettglänzend.

U. d. M. zeigt sich eine deutliche Porphyrstruktur. Die Einsprenglinge lassen sich ihren Umrissen nach auf Feldspat zurückführen. Dieselben sind mit sericitischen Schüppchen und Fäserchen erfüllt. Die Konturen des ehemaligen Plagioklas sind nicht scharf, sondern vielfach flaserförmig ausgewalzt. Der tafelförmige Plagioklas, der nunmehr vollkommen sericitisiert ist, bedingt das fleckige Aussehen des Gesteins. Die Grundmasse besteht aus lichtgrüner aktinolithischer Hornblende und Epidot. Die Hornblende ist nadelförmig und zeigt geringe Auslöschungsschiefen.

Leukoxen weist auf das Vorhandensein von Titaneisen hin. Ganz ähnliche Gesteine erwähnt Lossen[1]) aus der Gegend von Elbingerode am Harz.

Der oben beschriebene schiefrige Diabasporphyrit fand sich unter den Geröllen des Rio Paira am Paso Huisca, ca. 1350 m, zwei Tagereisen von Mácas entfernt.

c. Schalsteine, Schalsteinschiefer und dynamometamorph veränderte Diabastuffe.

Diabastuffe in den verschiedensten Stadien dynamometamorpher Umwandlung sind in der Ost-Cordillere außerordentlich verbreitet. Die weniger umgewandelten Schalsteine treten in innigem Zusammenhang mit den im vorigen Abschnitt beschriebenen Diabasgesteinen inmitten von Tonschiefern auf, die stärker umgewandelten hingegen gehen unmerklich in Grünschiefer und schiefrige Amphibolite über und sind dann von den

[1]) K. A. Lossen: „Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern". Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1883. 1884. S. 630.

Umwandlungsprodukten der massigen Diabasgesteine nicht mehr zu unterscheiden. Sie sind eng vergesellschaftet mit diesen und treten, wie bereits oben gezeigt wurde, mit Chloritalbitgneissen zusammen auf und sind auch durch Übergänge mit jener Gesteinsgruppe verbunden.

An dieser Stelle werden nur solche Gesteine beschrieben, die Hinweise auf die Tuffnatur noch deutlich erkennen lassen.

α. Schalsteine.

Kaum Spuren dynamometamorpher Umwandlung trägt der dunkle Schalstein etwas unterhalb der Hacienda Alao, auf der rechten Seite des Alaotales. Bruchstücke von Plagioklas, Diabasbrocken sind durch eisenschüssigen Kalk und Diabasdetritus verkittet.

Dort, wo der Rio Maguazo in das Alaotal mündet, reichert sich der Schalstein mit fremdem Material an. Feinschuppiger brauner Glimmer verkittet Sandstein und Diabasbrocken.

Starke Beimischungen von Tonschiefer und Kalk zeigt der Schalstein von Yanarumi am Colay-cocha auf der Paßhöhe nach Máeas. Es ist ein schwarzes schiefriges Gestein, das u. d. M. aus Carbonat, kohligen Substanzen, Quarz, Biotit, Feldspat und grüner faseriger Hornblende zusammengesetzt ist. Letztere ist ein Beweis, daß der Gebirgsdruck bereits eingewirkt hat.

Gleichfalls wenig umgeändert sind die grünen, schiefrigen Schalsteine der Ostseite desselben Passes, die an der Cuesta de Galgalang zwischen Tonschiefern anstehen. Sie kommen dort sowohl in den oberen Teilen als am Anfang der Cuesta oberhalb Suña vor, auch ein dichtes grünes Geröll des Rio Guapante, in den Llanganaten, trägt denselben Charakter.

Diese Schalsteine sind hauptsächlich aus Plagioklaskörnern aufgebaut, die durch Chlorit und Epidot, ferner spärliche Strahlsteinnädelchen verkittet werden. Die gleiche Korngröße des Feldspats verrät die klastische Natur dieser Gesteine. Hierher gehört ein schwarzer Schalstein aus der Quebrada Ticha-yacu chiquita bei Pasuasu-Loma auf dem Weg nach Collanes, südwestliches Fußgebirge des Altar.

β. Schalsteinschiefer und stärker umgewandelte Diabastuffe.

Diese Gesteine sind stärker umgewandelt, sie zeigen demnach auch einen größeren Gehalt an lichter strahlsteinartiger Hornblende.

Die Plagioklase sind der Umwandlung noch nicht völlig zum Opfer gefallen, es sind basische Plagioklase, wie die größeren Auslöschungsschiefen der Albitlamellen kundtun.

Die Korngröße der Plagioklase ist annähernd die gleiche. Einzelne größere Feldspate bilden die Kerne der Flasern, um die sich die Chloritblättchen und Hornblendenadeln mantelartig legen.

Ein derartig stärker umgewandelter Diabastuff ist das grüne, schiefrige Gipfelgestein des Cazeron, 4150 m, im nordwestlichen Fußgebirge des Altar.

Das Gestein ist sehr plagioklasreich. Chlorit, lichte, strahlsteinartige Hornblende und größere Mengen von Epidot sind die Produkte der dynamometamorphen Umwandlung. Reichliche Carbonatlinsen und kohlige Partikelchen deuten darauf, daß dem ursprünglichen Tuff Tonschiefer und Kalk beigemengt waren.

Ein ähnlicher Schiefer ist das Gestein der Chanta-loma auf der linken Seite des Pastaza, gegenüber von Baños, Weg nach Patate, an der Südseite der Cordillera de Píllaro. Auch hier ist ein basischer Plagioklas die herrschende Komponente. Chlorit, Strahlstein, Epidot und kohlensaurer Kalk setzen den Schiefer zusammen. Der Quarzgehalt in beiden Gesteinen ist gering. Die glimmerartigen Bestandteile lassen im Schliff oft deutliche Fältelung ihrer Lagen wahrnehmen.

Durch einen besonders hohen Gehalt an graphitischem Kohlenstoff zeichnet sich ein schwarzes Schiefergeröll des Rio Puela, unterhalb Tocche, 2504 m, aus. Es besteht aus lichtgrünen Hornblendenädelchen, viel Epidot und Kalkspat. Es ist das ein Schalsteinschiefer mit viel kohligen und kalkigen Beimengungen.

2. Diabasgesteine der dritten Umwandlungstufe, Gesteine, die Überreste der früheren Struktur und Bestandteile nicht mehr erkennen lassen.

In diese Gesteinsgruppe gehören die am stärksten umgewandelten Diabase, Diabasporphyrite und Diabastuffe. Da der Gebirgsdruck die letzten Reste des früheren Bestandes verwischt hat, sind die den Schiefern zugrunde liegenden Gesteine im einzelnen nicht mehr wiederzuerkennen. Es herrscht in dieser Gruppe eine große Mannigfaltigkeit.

Die einen Gesteine zeichnen sich durch ein dichtes, mehr oder weniger deutlich schiefriges Gefüge, bei einer grünlichen Färbung, aus; sie sollen unter dem Sammelnamen „Grünschiefer“ zusammengefaßt werden. Die anderen entwickeln sich zu schiefrigen und körnigen Amphiboliten, die aber der Hauptsache nach aus Amphibol und Albit bestehen. Alle diese Gesteine sind durch allmähliche Übergänge miteinander verknüpft, so daß eine scharfe Abgrenzung auf Schwierigkeiten stößt.

Benutzt man zu einer weiteren Gruppierung die Struktureigentümlichkeiten und Bestandteile, so lassen sich folgende Untergruppen zusammenfassen:

a. Grünschiefer:

α. Schiefer, die vorwiegend aus dünnnadliger, blaßgrüner Hornblende und Epidot bestehen;

β. tiefgrünen Chlorit, bläulichgrünen Amphibol führende Schiefer mit reichlicherem Gehalt an Albit und Quarz. Übergänge zu Amphiboliten.

b. Amphibolit:

α. Körnige Amphibolite, aus blaugrünem Strahlstein und Albit bestehend, Chlorit führend;

β. schiefrige Amphibolite, die sich aus blaugrünem Strahlstein, Albit, Glimmer und Epidot aufbauen, Chlorit führend.

a. Grünschiefer.

Das charakteristische Merkmal der Grünschiefer ist ihr dichtes Gefüge. Die Bestandteile lassen sich makroskopisch nicht erkennen. Die Färbung des Gesteins ist grünlich, grünlichgrau bis grünlichschwarz.

Die Hornblende wird in den meisten Grünschiefern mit blaßgrünen Tönen durchsichtig. Sie ist gewöhnlich außerordentlich feinfaserig oder bildet dünne Nadeln. Zoisit und Epidot treten in wechselnden Mengenverhältnissen auf. Meist herrscht jedoch der Epidot vor. Albit und Quarz treten mehr zurück.

Hornblende und Epidot sind zu einem innigen Filz verwoben. Dann sind dichte Gesteine die Folge. Oft sind die Hornblendenädelchen mit ihren Längsachsen parallel gerichtet und bewirken dadurch einen mehr ausgesprochenen Schiefercharakter.

Eine andere Abteilung von Grünschiefern ist höher kristallin entwickelt. Makroskopisch zeigen sie zwar noch dasselbe Bild. Albit und Quarz treten dagegen in größeren Mengen als Mosaik zwischen der Hornblende auf. Ein Gehalt an Chlorit ist für die meisten charakteristisch. Der Amphibol wird dann gewöhnlich mit bläulichgrünen und grünen Tönen durchsichtig, doch ist mitunter der Pleochroismus bei den lichteren Varietäten außerordentlich schwach. Epidot ist stets reichlich vorhanden. Während die Hornblende der ersten Gruppe mehr uralitischen Charakter trägt, ist die obengenannte zum Strahlstein zu rechnen.

α. Grünschiefer, die im wesentlichen aus Hornblende und Epidot bestehen.

Dichte, dunkle, zum Teil deutlich schiefrige Grünschiefer finden sich in der Alao-Cordillere am Azata-pungu, 4350 m. Sie stehen unterhalb des Gipfels an,

bilden das Gipfelgestein selbst und finden auf der Südseite des Berges ihre Fortsetzung. Sie gehören zu dem oben bereits beschriebenen Uralitporphyrit des Azata-pungu. Die geologische Zusammengehörigkeit dieser Vorkommen zeigt deutlich, daß das Grünschieferstadium in diesem Fall die nächste Umwandlungsstufe des Uralitporphyrits ist.

Die Hornblende ist lichtgrünlich und zeigt schwachen Pleochroismus, sie bildet mit dem Epidot ein inniges Gewebe. In einzelnen Handstücken finden sich schmutzigbraune Glimmerschüppchen, auch Augen von körnigem Quarz und Sericitflasern, die für eine Beimischung fremden Materials zeugen.

Ausgezeichnet dünnschiefrig und von hellerer grüner Farbe ist der Grünschiefer in der Quebrada de Volcan-chaqui, 3453 m, in den Bergen westlich des Sangay. Parallel gerichtete, dünne, grünliche, fast farblose, sehr feine Amphibolnädelchen rufen die Schieferung hervor. Reichlich Epidot, Albit, wenig Quarz, lichter sericitischer Glimmer sind die übrigen Bestandteile.

Grünschiefer von ähnlicher Mineralzusammensetzung finden sich als Gerölle im Rio Paira bei Suña. Sie stammen aller Wahrscheinlichkeit nach aus dem Tonschiefergebiet auf der Ostseite des Passes von Mácas, aus welchem schiefrige Schalsteine bereits beschrieben wurden.

Ähnlich ist der Grünschiefer vom Fuß der Loma Pondoa chiquita, etwa 1850 m, im nördlichen Fußgebirge des Tunguragua. Der Schiefer wird von einem jungen Pyroxenandesit bedeckt.

β. Chloritführender Strahlsteingrünschiefer.

In den Geröllen des Rio Guachalá bei Puente, 2734 m, finden sich dunkle, undeutlich schiefrige, Granat führende Grünschiefer, die aus den Bergen östlich vom Pamba-marca (Frances-urcu) stammen können. Sie bestehen aus einem Gewebe von lichtgrünlicher und bläulichgrünlicher, feinnadeliger, strahlsteinartiger Hornblende mit Epidot und Zoisit. Ferner sind wasserklarer Albit, Chlorit, sehr wenig Quarz, lichtrötlicher Granat, der stellenweis in Chlorit umgewandelt ist, und Titanit mit Leukoxen zu beobachten.

Gleichfalls Granat führend sind die als Einlagerungen in den Muscovitgneissen des Cubillan, Valle-vicioso-Berge, vorkommenden Grünschiefer. Sie führen neben einer strahlsteinartigen Hornblende, die mit bläulich- und gelblichgrünen Tönen durchsichtig wird, tiefgrünen Chlorit, schmutzigbraunen Glimmer, Epidot, Albit. Quarz ist nur spärlich, Titanitaggregate sind dagegen häufiger zu beobachten.

Ein ähnlicher höher kristalliner Grünschiefer steht am W. N. W.-Rand der Carrera nueva, Valle-vicioso, in einer Quebrada an. Die Hornblende ist wie

jene lichtgrünlich und bläulich; Chlorit, reichlich Epidot und Albit, ferner Titanit sind die Bestandteile.

Recht reich an wasserklarem Albit und Epidot ist der Grünschiefer, der zusammen mit Chloritalbitgneissen auf der rechten Seite des Rio Puela bei El Tambo in einer Höhe von 2456 m am Fluß im südlichen Fußgebirge des Tunguragua, ansteht. Chlorit und blaugrüne Amphibolnädelchen verbinden die Albite. Kalkspatflasern und Kalkspat-Knauern sind häufig.

Quarzreich sind Grünschiefergerölle aus dem Rio Ulpang bei der Hacienda Guaillabamba; sie entstammen dem Tonschiefergebiet auf der Westseite des Cerro Toldo, aus welchem schiefrige Augitporphyrite bereits beschrieben wurden. Das Gestein besteht aus einer grünen bis bläulichgrünen, strahlsteinartigen Hornblende, grünem Chlorit, wenig Epidot und Biotit, dagegen reichlich Albit und Quarz.

Andere grüne Schiefergerölle an dieser Stelle sind fast reine Hornblendeschiefer. Die Hornblende ist dieselbe strahlsteinartige. Quarz in Knauern und Augen, ferner als Mosaik zwischen den parallel gerichteten Hornblendenadeln ist sehr reichlich vorhanden. Epidot und Eisenkies sind weitere Bestandteile.

b. Amphibolite.

Die Amphibolite, mögen sie nun schiefrig oder körnig ausgebildet sein, sind höher kristallin entwickelt als die Grünschiefer. Die Hornblende, die meist Strahlstein ist und mit grünen und bläulichen Tönen durchsichtig wird, tritt in der Regel in größeren Kristallen auf, die gewissermaßen als Einsprenglinge in einem Albitmosaik liegen. Die Albite zeigen gleichfalls größere Dimensionen. Bei den körnigen Amphiboliten ist die Korngröße von Hornblende und Albit nahezu die gleiche. Ist die Hornblende nadelig entwickelt, so sind die Nadelachsen im ganzen Gestein einander parallel gerichtet. Die Hornblende durchsetzt die tafligen Albite, nie dagegen den Epidot. Chlorit und Epidot treten gleichfalls als Einschlüsse im Albit auf. Biotit, Muscovit und Chlorit fehlen fast nie und tragen, wenn sie in größerer Menge auftreten, dazu bei, das Gestein schiefrig zu gestalten.

α. Körnige Amphibolite.

Ein dunkelgrüner, mittelkörniger Amphibolit ist das Gestein vom Aufstieg von Antiojos-pungu nach Toldofilo, Cerros de los Llanganates, dessen Analyse oben mitgeteilt wurde und dessen chemische Zusammensetzung der des Diabases von Whin Sill sehr nahe kommt. Dieses Gestein tritt als Einlagerung im lichten Muscovitpsammitgneiss auf.

Hornblende und Albit sind von nahezu gleicher Korngröße. Die Hornblende zeigt folgende Farbentöne:

für Licht ‖ c/b polarisiert,	‖ a schwingend		lichtgelblich,
‖ a/c „	‖ b	„	olivengrün,
‖ a/b „	‖ c	„	bläulichgrün.

Die Absorption ist die normale: c > b > a.

Auf $\infty P \breve{\infty}$ (010) betrug die Auslöschungsschiefe $c:\mathfrak{c} = 18°$.

Bei dieser Hornblende könnte man im Zweifel sein, ob man sie zum Strahlstein rechnen darf.

Der Albit ist sehr frisch und von quarzähnlichem Habitus. Meist tritt er ohne Zwillingsbildung auf. Biotit und Chlorit sind ferner zu beobachten, auch Titaneisen mit Leukoxenumwandlung.

Eine ähnliche Beschaffenheit zeigt ein dunkelgrünes körniges Geröll der **Quebrada Ulva** bei **Hacienda Ulvilla**, östliches Fußgebirge des **Tunguragua**.

Die Hornblende ist der des vorigen Gesteins ähnlich, jedoch sind die Eigenarten des Strahlsteins ausgeprägter vorhanden. Die Färbungen sind:

für Licht ‖ b/c polarisiert,	‖ a schwingend		lichtgelblich,
‖ a/c „	‖ b	„	tiefgrün,
‖ a/b „	‖ c	„	bläulichgrün.

Die Absorption ist dieselbe. Die Auslöschungsschiefe auf $\infty P \breve{\infty}$ (010) beträgt nur $c:\mathfrak{c} = 14°$.

Der Albit ist taflig, auf Schnitten ⊥ c zeigt er die Schiefe von $19^1/_2°$. Er ist reich an Einschlüssen von Epidotkörnern. Der Chlorit zeigt Zwillingslamellen und geringe Schiefe der Mittellinie auf der Basis. Biotit, Muscovit, Granat, Titanit und Eisenkies sind noch als weitere Bestandteile zu erwähnen.

Auf die nahen Beziehungen dieses Amphibolits zu den Granat führenden Chloritalbitgneissen, die sich als Gerölle an derselben Stelle finden, sei auch hier hingewiesen.

β. Schiefrige Amphibolite.

Diese schiefrigen Amphibolite haben sich aus den Grünschiefern entwickelt; sie haben mit denselben manche gemeinsame Eigenschaften.

Der Unterschied besteht in erster Linie in dem höheren Grad der Kristallinität. Albit spielt in diesen Gesteinen eine größere Rolle. Die Mannigfaltigkeit der Mengen-

verhältnisse der Bestandteile ist eine sehr große und damit der äußere Habitus ein sehr wechselnder. Geologisch sind diese Schiefergesteine mit den Albitgneissen eng verknüpft.

Schiefrige Amphibolalbitgesteine liegen vorzugsweise aus zwei Gebieten vor, aus der Gegend zwischen dem Frances-urcu (Pamba-marca), Sara-urcu und den Llanganaten nebst angrenzenden Gebirgen.

Von den schiefrigen Amphiboliten des Sara-urcu-Gebiets trägt ein hellgrünlich-graues, schiefriges Gestein, welches auf der Wasserscheide zwischen dem Rio Sagaro und den Zuflüssen des Amazonenstroms 4060 m zwischen Pamba-marca (Frances-urcu) und Sara-urcu ansteht, noch am meisten Grünschiefercharakter. Die strahlsteinartige Hornblende zeigt nur schwachen Pleochroismus zwischen farblosen, lichtgrünlichen und bläulichgrünen Tönen. Albit ist reichlich vorhanden. Er führt viel Epidotkörnchen als Einschlüsse. Chlorit, Muscovit sind ständige Bestandteile.

Ein sehr gewöhnlicher Schiefer auf der Südwestseite des Sara-urcu steht auf der rechten Seite am unteren Ende des Anjel-Maria-pamba-Gletschers an. Es ist ein dünnschiefriges Gestein, in welchem dünne, glimmerreiche mit grauen, albitreichen Lagen wechseln. Die albitreichen Zonen haben bei diesem Schiefer einen außergewöhnlich hohen Quarzgehalt. Die Glimmermineralien sind brauner Biotit und Chlorit. Bläulichgrüne und grüne Strahlsteinkristalle und größere Epidote liegen fast wie Einsprenglinge in der Albit-Quarz-Grundmasse. Epidote in körnerförmigen Aggregaten sind häufig.

Reichert sich das Gestein mit einzelnen Komponenten auf Kosten anderer an, so ändert sich der äußere Habitus gänzlich.

Nimmt der Albitgehalt zu, so entstehen weiße, feinzuckerkörnige, schiefrige Gesteine, in denen grüner Strahlstein porphyrartig eingesprengt erscheint.

Die großen Strahlsteinkristalle, die meist eine rohe Querabsonderung besitzen, werden mit folgenden Tönen durchsichtig:

für Licht ‖ $\mathfrak{b}/\mathfrak{c}$ polarisiert, ‖ $\mathfrak{a}$ schwingend fast farblos,
‖ $\mathfrak{a}/\mathfrak{c}$ „ ‖ $\mathfrak{b}$ „ lichtgrün,
‖ $\mathfrak{a}/\mathfrak{b}$ „ ‖ $\mathfrak{c}$ „ bläulichgrün.

Muscovit, ferner Epidot in größeren Kristallen und Körneraggregaten beteiligen sich noch an dem Aufbau. Albit als tafliger Mosaik macht die Hauptmasse des Gesteins aus.

Dieses außergewöhnlich entwickelte Aktinolith - Epidot - Albitgestein steht auf der Südwestseite des Sara - urcu nahe dem Zelt am Anjel - Maria - pamba-Gletscher an.

Seine chemische Zusammensetzung[1]) ist die folgende:

SiO_2	=	58,28	
TiO_2	=	1,79	
Al_2O_3	=	17,61	
Fe_2O_3	=	1,33	
FeO	=	2,01	
MnO	=	0,03	
MgO	=	3,30	
CaO	=	5,49	
Na_2O	=	7,92	
K_2O	=	2,12	
H_2O	=	0,58	= Glühverlust
Summa	=	100,46	

In Molekularprozente berechnet:

SiO_2	=	64,61
Al_2O_3	=	11,14
FeO	=	2,91
MgO	=	5,32
CaO	=	6,32
Na_2O	=	8,24
K_2O	=	1,46
Summa	=	100,00

Die Konstanten des Gesteins sind: $s = 64,61$; $A = 9,70$; $C = 1,44$; $F = 13,11$; $a = 8$; $c = 1,2$; $f = 10,8$; $n = 8,5$.

Vergleicht man diese Analyse mit typischen Diabasanalysen,[2]) so zeigen sich bemerkenswerte Unterschiede. Der Gehalt an SiO_2 ist zu groß. Auffallend hoch ist der Gehalt an Alkalien, insbesondere an Na_2O. Auch der Gehalt an MgO und CaO stimmt nicht mit den für den Diabas geforderten Werten überein, er ist zu groß.

Daß man diesen Strahlsteinschiefer von einem massigen Diabas ableitet, scheint die chemische Zusammensetzung zu verbieten. Trotzdem lassen sich die Beziehungen in geologischer Hinsicht zu Gesteinen der Diabasfamilie nicht verkennen, so daß man vielleicht an einen Diabastuff mit fremden Beimischungen denken könnte.

---

[1]) Die Analyse wurde von Herrn Dr. A. Lindner in Berlin ausgeführt.

[2]) H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre 1901. S. 336 u. A. Osann: l. c. II. Ergußgesteine. Tscherm. Min. petr. Mitt. N. F. 20. 1901. S. 438—448.

Die Analyse läßt aber noch eine zweite Deutung zu:

L. Milch[1]) weist an der Hand einer größeren Anzahl von Analysen auf dieselbe Erscheinung hin, daß die zweiwertigen Metalle Ca und Mg abnehmen, die Alkalien zunehmen, bis zur gänzlichen Verwischung der chemischen Natur des Diabases. Die Zunahme der Kieselsäure ist nur eine Folge von der Abnahme der übrigen Bestandteile. Er sucht diese Erscheinung dadurch zu erklären, daß er einen Spaltungsvorgang unter der Einwirkung des Gebirgsdruckes annimmt. Die ausgetretene Substanz siedelt sich außerhalb auf Klüften und Trümern an. Es findet eine Wanderung von Mineralsubstanz statt. Die alkalireichen Komponenten, wie Feldspat und Sericit, siedeln sich mit Vorliebe in den toten Räumen hinter größeren Einsprenglingen an. Ihr Ursprung wäre außerhalb des Diabases zu suchen.

Gerade an dieser Stelle weisen manche Tatsachen auf Spaltungsvorgänge hin. Das Gestein am Zelt beim Anjel-Maria-pamba ist von Klüften durchsetzt, die teils mit reinem Kalkspat ausgefüllt sind, teils hat sich dunkelgrüne, strahlsteinartige Hornblende mit Quarz und Brauneisen angesiedelt, auch Epidot in geringer Menge.

Die Hornblende ist stengelig und zeigt Strahlsteincharakter mit folgenden Farben:

für Licht $\parallel \mathfrak{b}/\mathfrak{c}$ polarisiert, $\parallel \mathfrak{a}$ schwingend hellgelblich,
$\parallel \mathfrak{a}\,\mathfrak{c}$ „ $\parallel \mathfrak{b}$ „ tiefgrün mit einem Stich ins Bläuliche,
$\parallel \mathfrak{a}/\mathfrak{b}$ „ $\parallel \mathfrak{c}$ „ bläulichgrün.

Absorption: $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Auslöschungsschiefe auf $\infty P \grave{\infty} (010)$ $c : \mathfrak{c} = 15°$, Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty} (100)$.

Dieselbe Tendenz, die alkalischen Erden durch Alkalien zu ersetzen unter Zunahme der Kieselsäure, macht sich bereits in der oben mitgeteilten Analyse des körnigen Amphibolits von Antiojos-pungu, wenn auch noch sehr geringfügig, geltend.

Alle diese Tatsachen sprechen für Spaltungsprozesse in der angegebenen Weise bei der Bildung dieses abnormen Strahlstein-Albitgesteins.

Ähnliche Gesteine, wie das hier beschriebene, stehen auf der Südseite des Gotthard an und sind Granat führend. Dieselben wurden letzthin von Bonney[2]) als Granat-Aktinolithschiefer beschrieben und als umgewandelte Hornblende-Biotit-Granite beziehungsweise — Diorite gedeutet.

---

[1]) L. Milch: „Die Diabasschiefer des Taunus". Zeitschrift d. deutsch. Geol. Ges. 41. 1889. S. 436—438.

[2]) T. G. Bonney: „The Garnet-Actinolite Schists on the Southern Side of the St. Gothard Pass." Quart. Journ. Geol. Soc. London 54. 1898. S. 368. Vergleiche auch Refer. v. W. Salomon: N. Jahrb. f. Min. 1899. II. S. 390.

Für das vorliegende Gestein ist jene Deutung jedenfalls ausgeschlossen.

Eine schöne Illustration für die im vorangegangenen besprochenen Verhältnisse bietet ein Block von demselben Fundpunkt am Zelt Anjel-Maria-pamba, der auf engem Raum eine derartige Mannigfaltigkeit in der Verteilung der Mineralkomponenten zeigt, daß nur Spaltung und Wanderung der Mineralsubstanz eine befriedigende Erklärung geben können.

Der Block weist Partieen von grünlichschwarzer Farbe und feinem, zuckerkörnigem Gefüge mit Kalkspataugen auf. U. d. M. bestehen diese Partieen aus einem tafligen Albitmosaik (Albit zeigt auf Schnitten $\perp$ c + 19° 30′ bei optisch positivem Charakter der I. Mittellinie), etwas braunem Biotit in rosettenförmigen Aggregaten, aus derselben grünen bis bläulichgrünen, strahlsteinartigen Hornblende und einem ähnlich gefärbten chloritischen Mineral, ferner aus Epidot und Apatit. Der Kalkspat zeigt die Druckzwillingsbildung nach der Gleitfläche $- \frac{1}{2} R (01\bar{1}2)$. Hornblende und Epidot treten im Gestein gleichfalls nesterförmig auf.

Andere Partieen sind von gelblichgrüner Farbe und derselben feinzuckerkörnigen Struktur mit viel Eisenkies. Albit fehlt vollständig. Die Bestandteile sind Quarz, dieselbe blaugrüne, strahlsteinartige Hornblende, lichtgrüner Omphacit mit sehr schwachem Pleochroismus zwischen lichtgrünen und gelblichgrünen Tönen und eine Auslöschungsschiefe $c : \mathfrak{c} = 48\frac{1}{2}°$, zeisiggelber Epidot und reichlich Granat.

Wieder andere Partieen von gleichem Aussehen sind ärmer an Amphibol, aber reicher an grünem Omphacit und gelbem Epidot. Diese letzteren Mineralien treten nesterförmig auf. Es tragen diese Partieen den Charakter des Epidot- beziehungsweise Omphacitfelses.

Endlich zeigen einzelne Teile gelblichgrüne und braune Färbungen und stellen Epidot und Granatfelse dar. Omphacit und Strahlstein sind an diesen Stellen spärlicher.

Granat ist stark optisch wirksam und zeigt Felderteilung.

Man erkennt deutlich eine Spaltung in albitreiche Zonen und Kalkspat, beziehungsweise Quarz- und Kalksilikate. Alkalirciche Gesteine stehen den an alkalischen Erden reichen gegenüber.

Am Zelt Anjel-Maria-pamba finden sich endlich gelblichgrüne Epidotfelse, in welchen die Trennung noch keine ganz vollkommene ist. Die Hauptbestandteile sind wieder Quarz und Epidot. Etwas Albit kann man noch beobachten, ferner Strahlstein und Biotit.

Das zweite Gebiet ist die Cordillera de Pillaro und die Cordillera de los Llanganates.

Mit einem lichten biotitfreien Chloritalbitgneiss zusammen stehen lichtgrünlichgraue Schiefer beim Abstieg von der Loma auf der linken Seite des Rio Ramillo nach Rio Verde in der Cordillera de Pillaro an. Die Hauptbestandteile sind lichtgrünliche Hornblendenadeln und ein tafliger Albitmosaik. Die durch das ganze Gestein einander parallel gerichteten Hornblendenädelchen durchsetzen den Albit; größere Epidotkristalle, zum Teil mit zonarem Aufbau, der sich in einem Wechsel der Färbung kundgibt, ferner Leukoxenaggregate, sind die weiteren Bestandteile. Dieser Schiefer erinnert noch sehr an die Grünschiefer.

Besonders reich an grünen Strahlstein- und Glimmermineralien ist der grünlichgraue Strahlsteinschiefer, dem man beim Abstieg vom Toldofilo nach Antiojospungu in der Cordillera de los Llanganates begegnet.

Seine Bestandteile sind bläulichgrüne, strahlsteinartige Hornblende, brauner Biotit, Chlorit, Muscovit, spärlich Albit und sehr wenig Epidot. Kalkspataugen sind häufig. Hier ist die Abspaltung des Kalkes auffällig, der sich in den Augen wieder angesiedelt hat.

Andere schiefrige Gesteine, die sich zusammen mit Biotit-Muscovitalbitgneissen nahe der Schneegrenze auf dem Cerro hermoso de los Llanganates finden, zeigen eine lichtgrünlichgraue Färbung und eine Art von Seidenglanz auf den Schieferflächen; kleine porphyrische Strahlsteinnadeln sind makroskopisch sichtbar.

In diesem Gestein treten fleckenförmig weiße, feinzuckerkörnige Partieen mit porphyrischen Strahlsteinnadeln auf, die das Aussehen des oben beschriebenen Gesteins No. 826 vom Anjel-Maria pamba besitzen. Sehr viel bläulichgrüne Hornblende mit Strahlsteincharakter, Biotit, Muscovit und Chlorit, Albit und Quarz, ferner Linsen von Kalkspat und körnigem Quarz bauen das Gestein auf. Auch hier ist anscheinend die Kalkkomponente abgespalten worden.

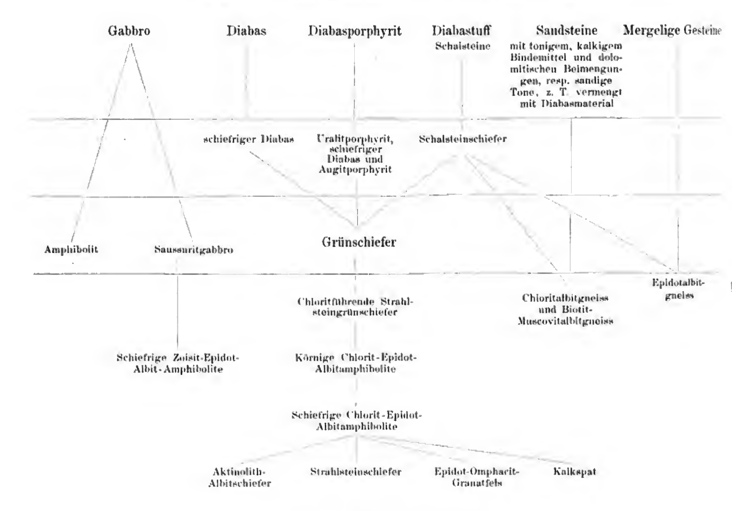
Andere Gesteine dortselbst sind gelblichgrün und tragen Epidotfelscharakter; sie setzen sich aus Epidot, Quarz, wenig Albit, Biotit, Chlorit und Rutil, in geringeren Mengen, zusammen.

Zusammenfassung.

Die mannigfaltigen Albitgesteine gehören geologisch zusammen. Sie stellen eine Sedimentformation mit dazwischen gelagerten Diabasdecken und -Tuffen dar, die durch den Gebirgsdruck in verschiedenem Grade umgewandelt sind.

Die Gabbrogesteine gehören nicht in diesen Rahmen, ihre dynamometamorphe Umwandlung hat aber ähnliche Endgesteine geliefert.

Gang der dynamometamorphen Umwandlung.



3. Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer dieses Gebietes stellen Gesteinsformationen dar, die auf größere Entfernungen herrschend auftreten. Mineralogisch sind sie durch die Kombination Quarz und Muscovit charakterisiert. Es sind ausgezeichnet schiefrige Gesteine von lichter, grauer Farbe, die auf den Schieferflächen den durch die Muscovitblättchen bedingten Silberglanz zeigen. Ein größerer Gehalt an Kohlenstoff färbt dieselben dunkler.

Der normale Glimmerschiefer setzt sich nur aus Muscovit und Quarz zusammen.

Werden diese Schiefer feldspatreicher, so entwickeln sich Gneissglimmerschiefer, die Übergänge zu den Muscovitgneissen bilden. Auf der anderen Seite nähern sich die Schiefer den phyllitischen Gesteinen, insbesondere den Quarzitschiefern.

a. Gneissglimmerschiefer.

Die Gneissglimmerschiefer sind feldspatreiche Typen. Diese Gesteine sind in den meisten Fällen ausgezeichnet dünnflaserig. Oft findet sich bei diesen Schiefern noch ausgeprägter Gneisscharakter. Die herrschenden Farben sind licht.

Der Feldspat, meist ein Plagioklas, in sehr vielen Fällen Albit, gelegentlich auch Orthoklas, tritt gern in größeren Kristallbruchstücken auf, welche die Flaserkerne bilden. Die Glimmermineralien, meist Muscovit, aber auch Biotit und Chlorit, der gewöhnlich aus dem Biotit hervorgegangen ist, legen sich mantelförmig um die Feldspate.

Schnitte, die senkrecht zur Schieferung geführt sind, zeigen folgendes Strukturbild:

Lagen von feinkörnigem Quarzmosaik wechseln mit glimmerreichen Lagen. Die Feldspate sind vielfach nur auf die Glimmerzonen beschränkt und bilden Flaserkerne, die wie in einer Perlenschnur aneinander gereiht sind. Andere Gesteine sind noch feldspatreicher, dieselben stehen dann den Muscovitgneissen am nächsten.

Gneisscharakter trägt noch sehr ein gelblichweißes, flaseriges Gestein, geschlagen von einem Block auf dem Wege nach Guachalá, aus dem Grundgebirge des Cayambe, Die Feldspate sind Plagioklas und Orthoklas, zum Teil mit sericitischen Schüppchen und Fäserchen erfüllt. Quarz, Muscovit und Chlorit, der aus Biotit sich gebildet haben kann, sind die weiteren Bestandteile.

Aus dem Untergrund des Antisana stammt ein graues, deutlich dünnflaseriges Gestein. Es fand sich auf der Südseite des Vulkans im Hondon de la Quebrada Azufre grande inmitten jungvulkanischer Laven und ist wahrscheinlich als Einschluß einer solchen Lava an die Oberfläche gelangt.

Das Gestein ist gleichfalls recht reich an Feldspat. Derselbe ist teils Orthoklas, teils Albit mit einer Schiefe von — 12° 30′ in einem Schnitt ⊥ P und ⊥ M. Der Albit enthält als Einschluß staubförmigen Kohlenstoff in Flocken und Wolken. Der Glimmer ist meist Muscovit und etwas weniger zu Chlorit umgewandelter Biotit. Feldspatreichere Schichten wechseln mit Glimmerquarzlagen. Die Feldspate bilden die Flaserkerne.

Feldspatreichere Gneissglimmerschiefergerölle treten W. N. W.-Fuß der Carrera nueva, südlich vom Antisana, auf. Es sind lichte, gelblichweiße Schiefer mit wechselnden Muscovit- und Quarzfeldspatlagen. Der Feldspat ist Orthoklas und Plagioklas, der bereits die Anfänge der Epidotisierung aufweist. Lichtrötlicher Granat ist häufig.

b. Feldspatreiche Glimmerschiefer.

Dieser Typus ist noch dünnschiefriger als der vorige. Der Feldspat, ein Albit, ist auf die Flaserkerne beschränkt. Die Hauptbestandteile sind dieselben wie im vorigen Typus. Diese Glimmerschiefer nähern sich mehr den Phylliten.

Sehr phyllitähnlich ist ein grünlicher, fettglänzender Schiefer mit großen Quarzaugen vom Kamm von Chuquira, Westgipfel von Jacatuna de Ñuñuloma, ca. 4100 m, im Südfußgebirge des Antisana. Der Feldspat ist Albit, sein Relief ist stets niedriger als das des Quarzes; der Glimmer ist lichter Muscovit mit recht kräftiger Absorption. Staubförmiger Kohlenstoff tritt als Einschluß im Albit gern auf.

Ein ähnlicher grünlichgrauer Schiefer steht bei Jara-hichuna auf dem Wege zur Bandera-Loma, Berge westlich des Sangay, an. Der Feldspat ist Albit-Oligoklas mit einer Schiefe von 78° 35′ ⊥ a. Quarz und Muscovit, Sericit und Chlorit sind die Hauptkomponenten. Accessorisch lassen sich Epidot und scharf begrenzte Granatkristalle beobachten, deren Durchschnitte sich auf ∞O (110) und 2O2 (211) zurückführen lassen. Größere Durchschnitte sind optisch wirksam.

Gleichfalls von phyllitischem Habitus sind die dünnschiefrigen, gefalteten, dunklen und im verwitterten Zustand hellen Schiefer zwischen Maucapaira und Tambo Cashca, auf der linken Seite des Rio Paira, drei Tagereisen von Mácas. Auch hier ist der Feldspat der Flaserkerne ein Albit. Muscovit, z. T. Sericit, ölgrüner Biotit, Apatit, viel Kalkspat, Eisenkies und graphitischer Kohlenstoff sind die Bestandteile. Der Albit zeigte auf P = 0 P (001) = 3°; ⊥ c = 19½° Auslöschungsschiefe.

Übergänge zum Quarzitschiefer macht der gelblichweiße, dickschiefrige, albitführende Glimmerschiefer vom Anjel-Maria-Gletscher am Sara-urcu. Der Feldspatgehalt ist gering, derselbe wird vertreten durch einen Albit mit den Reliefunterschieden $\omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'$, mit Quarzschnitten ∥ c in Parallelstellung verglichen. Das Gestein ist sehr quarzreich; der Glimmer ist Muscovit und Sericit.

Besonders reich an graphitischem Kohlenstoff sind schwarze, Granat führende Muscovitschiefer aus der Quebrada Maco bei Chanalá, 2003 m, linke Seite des Rio Paira. Der Schiefer besteht aus Quarz, etwas Albit, Muscovit, Chlorit, lichtrötlichem Granat, der stellenweise zu Chlorit umgewandelt ist. Gewellte Züge von Kohlenstoff mit Muscovit und Chlorit umgeben die großen Granatkristalle und setzen durch den Albit hindurch. In den Schichtfugen sind zerdrückte Zonen und Nester von Chlorit, Muscovit und Quarz sowie körnige Quarzaugen eingeschaltet. Von ähnlicher Zusammen-

setzung ist der schwarze Schiefer der Chorrera de Agoyan, 1476 m, auf der linken Seite des Rio Pastaza, Südabhang der Llanganaten.

c. Muscovitglimmerschiefer.

Die normalen Muscovitglimmerschiefer zeigen wenig Wechsel in ihrer äußeren Erscheinung und Mineralzusammensetzung. Es sind ausgezeichnet dünnschiefrige, graue, silberglänzende Gesteine, die sich nur durch größeren oder auch ganz fehlenden Gehalt an staubförmigem Kohlenstoff unterscheiden. Die Hauptbestandteile sind Quarz und Glimmer, die lagenweise wechseln. Der Glimmer ist ein Muscovit, der zuweilen mit lichtgrünlichen Tönen durchsichtig wird und dann deutliche Absorptionsunterschiede wahrnehmen läßt. Biotit und Chlorit begleiten ihn in geringerer Menge. Lichtrötlich durchsichtig werdender Granat, ferner Turmalin und Kies fehlen nirgends.

Gelegentlich beobachtet man noch Epidot und Titanit. Diese Glimmerschiefer kommen an folgenden Orten vor:

Am Ostabhang der Cordillere bilden Glimmerschiefer den Corredor-Machai, 3889 m, westlich des Sara-urcu. Der graue Schiefer ist ein typischer Muscovitschiefer.

Auf der rechten Seite des Papa-llactatales zwischen Papa-llacta und der Mündung des Yurac-yacu steht derselbe Glimmerschiefer an. Er führt reichlich Kohlenstoff. Die südliche Fortsetzung desselben Glimmerschieferzuges taucht südlich vom Antisana aus der jungvulkanischen Bedeckung in den Bergen westlich der Cimarronas del Antisana, zwischen San Joaquin und Chuspi-chupa, auf und zeigt denselben Charakter bei dunkler Färbung und flaseriger Struktur.

Im Tal des Rio Paira, zwischen Tablas und Chanalá, gleichfalls am Ostrand der Cordillere, findet sich der Glimmerschiefer wieder, hier auch Kohlenstoff führend.

Glimmerschiefer tritt endlich im südlichen Fußgebirge des Altar bei den Minas del Condorasto, 4120 m, auf.

Diese voneinander recht weit entfernten Schiefervorkommen lassen eine bemerkenswerte Beziehung erkennen, der Glimmerschieferzug bildet vorzugsweise den Ostabfall der Ost-Cordillere.

4. Quarzitschiefer und Quarzite.

In engem Zusammenhang mit den Muscovitschiefern stehen die Quarzitschiefer. Sie entwickeln sich allmählich aus jener Gesteinsgruppe durch Zunahme des Quarzes und Abnahme des lichten Glimmers. Aus den Quarzitschiefern entstehen ferner durch das

völlige Zurücktreten des Muscovits die körnigen Quarzite. Auf der anderen Seite nimmt der lichte Glimmer nicht selten Sericitcharakter an und läßt die nahen verwandtschaftlichen Beziehungen erkennen, die zwischen dieser Abteilung und phyllitischen Gesteinen bestehen.

a. Quarzitschiefer.

Die Quarzitschiefer pflegen lange nicht so dünnschiefrig zu sein wie die verwandten Muscovitglimmerschiefer. Man kann ihre Struktur am besten als dickschiefrig und dünnbankig bezeichnen, je nachdem der Glimmergehalt größer oder geringer ist. Vielfach ist der Zusammenhang der einzelnen Quarzkörner nur locker, dann fühlen sich die Schiefer sandig an. Die Färbungen der Gesteine sind licht und zwar weiße, gelblichweiße und graue Farben die herrschenden.

U. d. M. zeigen die Quarzitschiefer einen körnigen Mosaik von Quarz und Muscovitschüppchen in geringerer Menge.

Das Korn der Quarze ist gleich groß, oder größere Quarzkörner liegen in einer Grundmasse von kleineren Quarzen, die nicht selten spindelförmige, ineinandergreifende Körner bilden. Um die größeren Quarzkörner legt sich häufiger eine Aureole von Faserquarz, aus einer innigen Verwachsung von Sillimanit und Quarz bestehend. Dieser Faserbart hat den größeren Quarz fest mit der Grundmasse verkittet.

Der Glimmer ist meist Muscovit mit größerem Achsenwinkel. In einzelnen Fällen beobachtet man sericitischen Glimmer mit entsprechend kleinem Achsenwinkel. Der Muscovit wird mit grünlichgrauen Tönen durchsichtig und zeigt dann deutliche Absorptionsunterschiede.

Accessorische Bestandteile sind gewöhnlihh spärlich. So findet sich vereinzelt Biotit. Häufiger sind Feldspat, meist Albit, und fast überall Zirkon, Rutil und Kies.

Die Quarzitschiefervorkommen verteilen sich von Norden nach Süden folgendermaßen. Ein hellbraun verwitterter, sich sandig anfühlender Quarzitschiefer mit größeren Biotitblättchen auf den Schieferflächen steht südlich vom Ort Cayambe am Wege nach Guachalá an. Dieser Quarzitschiefer erinnert noch in mancher Beziehung an die Glimmerschiefer.

Ebenfalls sandig fühlt sich der weiße, gelb verwitternde Quarzitschiefer bei Chuspi-cupa, Abstieg von der Mullumullu-Loma nach Rio Verde, Cordillera de Píllaro an. Das Gestein ist glimmerarm. Accessorisch sind Biotit, wenig Feldspat, Brauneisen und Eisenkies.

Gelblichweißer Quarzitschiefer steht auf der Westseite des Cerro hermoso de los Llanganates an. Der Muscovit ist lichtgrünlich. Accessorisch ist Rutil.

Lichte Quarzitschiefer finden sich ferner im Tal des Rio Paira, so ein gelblicher, sich sandig anfühlender Schiefer mit Muscovit und etwas Biotit zwischen Chanalá und Suña, ein graublauer, dickschiefriger, schon mehr quarzitähnlicher als Geröll des Rio Ango-chaca (Ango = Liane, chaca = Brücke), 1950 m, zwischen Táblas und Chanalá, ferner hellgrauer, gelblich verwitternder Quarzitschiefer auf der linken Talseite zwischen Tambo Cashca und Tablas, zwischen 1800 m und 2000 m.

Andere Quarzitschiefervarietäten nähern sich mehr den Quarziten, indem der Glimmer etwas zurücktritt. Einzelne Quarzkörner sind durch Sillimanitnadeln, die mit Quarz verwachsen sind, umgeben. Die Schieferung ist mehr durch lagenförmige Anordnung der Quarzkörner als durch den Glimmergehalt bedingt.

Ein derartiger grauer, undeutlich schiefriger Quarzit stammt aus dem Azuaygebiet und findet sich unter den Geröllen des Rio Molobog zwischen El Tambo und Cauca. Hierher gehören die weißen Quarzitschiefer von Achupallas, 3317 m, Nordfuß des Azuay.

b. Quarzite.

Die Quarzite sind graue und weiße, körnige Gesteine, die vorwiegend aus Quarz bestehen. Die Nebenbestandteile sind dieselben wie bei den Quarzitschiefern, von denen sie sich nur durch das Fehlen der schiefrigen Struktur unterscheiden. Ein geringer Gehalt an Kohlenstoff ist öfters zu beobachten. Tritt der graphitische Kohlenstoff in größerer Menge auf, so bildet sich eine besondere Gruppe der Graphitquarzite heraus.

Dunkelgraue Quarzite finden sich als Gerölle des Rio Cebadas bei Ichubamba oder als Blöcke im Tal zwischen Ichañag und Cebadas. Anstehend sind sie nicht weit oberhalb Boquios bei Cebadas, auf der rechten Talseite bekannt. Auf der östlichen Seite des Passes von Mácas stehen im Tal des Rio Paira zwischen Chanalá und Suña, 2400—2800 m, hellgraue, etwas glimmerreichere Quarzite an. Vollkommen weiße Quarzitgerölle finden sich selten bei Mácas, 908 m, im Rio Upano, der den Rio Paira zum Quellfluß hat.

Auch in den dem Azuay nördlich vorgelagerten Bergen finden sich Quarzite.

Grauer Quarzit steht zwischen Chauchan-loma, 3937 m, und Guamaní-loma, 3907 m, am Wege Zula nach Palmira an.

Sillimanit führend und von ungleichem Korn sind die dunkelgrauen Quarzite mit Graphitflecken von Cuncun-pamba, 3253 m, Weg Guamoté-Ticsan.

Kohlenstoffreiche Graphitquarzite von schwarzer Farbe führt der Rio Chanchan, 1857 m, als Gerölle aus den Bergen des Azuay.

Ein besonderes Interesse verdient das sogenannte Carbon von Penipe bei Penicuchu im Fußgebirge des Altar.

Dort finden sich Kohlenflötze inmitten kohliger Schiefer. Ein in der Nähe der Flöze anstehendes Gestein erweist sich nach der mitgebrachten Probe als dickbankiger, kohlenstoffreicher Sillimanitquarzit. Größere Quarzkörner sind mit einer Aureole von Sillimanitnädelchen und Fäserchen umgeben, die ein starkes Brechungsvermögen und starke Doppelbrechung aufweisen; der optische Charakter der Längserstreckung ist positiv. Turmalin, Zirkon und Erz sind häufige accessorische Gemengteile.

Die Kohle der Flötze ist eine schwarze, glänzende, blättrige Kohle, welche wohl den Gips, aber nicht mehr den Kalkspat zu ritzen vermag, also etwa die Härte 2,5 besitzt. Das spezifische Gewicht wurde vermittelst eines Pyknometers zu 1,76 bei 17° bestimmt.

Eine Vergleichung der physikalischen Eigenschaften von Graphit, Anthrazit und Steinkohle zeigt, daß beim Anthrazit die Härte zwischen 2 und 2,5 schwankt, die Dichte 1,4—1,7 beträgt, die Kohle also zum Anthrazit zu stellen ist.

Über die Kohle führende Formation in der Nähe von Penipe schreibt Th. Wolf[1]) folgendes:

„Von Riobamba kommend, bemerkt man beim Überschreiten des Flusses Chambo, daß die vulkanischen Tuffe am Fuße der östlichen Cordillere und in unmittelbarer Nähe des Dörfchens Penipe plötzlich enden und daß alle Höhen weiterhin aus dunklen Schiefern bestehen, deren Schichten viele lokale Störungen und wechselndes Streichen und Fallen erkennen lassen. In einer Schlucht ‚Penicuchu, gegen Südost vom Dorfe haben Schürfversuche das Gestein einige Meter tief aufgeschlossen, so daß man hier etwas von der geologischen Bildung des Gehänges wahrnehmen kann. Es zeigen sich hier drei Kohlenflötze, geschieden durch 2 - 3 m mächtige Schieferbänke.“ Über die Bestimmung des geologischen Alters dieser Flötze äußert sich Wolf folgendermaßen: „Trotz vielfachen Suchens gelang es noch nicht, in den Schiefern Versteinerungen aufzufinden, welche auf das Alter der Formation, ob dem eigentlichen Steinkohlengebirge, dem Devon oder Silur angehörig, einiges Licht werfen können. Petrographische Gründe lassen sie mich zu einer älteren als der Steinkohlenformation rechnen.“

Was die Altersbestimmungen betrifft, so verweise ich auf den geologischen Teil.

[1]) Th. Wolf: „Über die Bodenbewegung an der Küste von Manabi (Departement Guayaquil) nebst einigen Beiträgen zur geognostischen Kenntnis Ecuadors“. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. XXIV, 1872. S. 57.

5. Ottrelithschiefer.

Schwarze phyllitische Schiefer, welche neben reichen Mengen graphitischen Kohlenstoffs Quarz ein Mineral der Sprödglimmerfamilie, führen, sind weit verbreitet. Feldspat, Muscovit und Chlorit sind gewöhnlich auf höher kristalline, den Muscovitschiefern näher stehende Glieder beschränkt.

Die Mineralkomponenten zeigen folgende Eigenschaften:

Tritt Ottrelith in größeren Kristallen auf, so ist er makroskopisch sichtbar und erscheint in Gestalt stark spiegelnder Blättchen. Diese Blättchen lassen sich mit verdünnter Flußsäure leicht aus dem Gestein isolieren. Sie zeigen eine polygonale, nicht selten rhombische Begrenzung. Die Beschaffenheit der Basisflächen ist nicht eben, sie erscheinen parkettiert und eignen sich deshalb nicht zu einer goniometrischen Untersuchung. Schmelzendes Kali greift das Mineral stark an; es gelang indes nicht, deutbare Ätzfiguren hervorzubringen, da die Blättchen zu winzig und zu wenig einheitlich gebaut sind. Das Ottrelithpulver hinterläßt, auf einer glatten Adularspaltfläche verrieben, noch eben deutliche Kratzspuren. Quarz wird nicht angegriffen. Die Härte liegt demnach etwas über 6.

U. d. M. erscheinen Querschnitte der Täfelchen in Form längerer oder kürzerer, breiter Leisten, die oft spießig auslaufen. Die Spaltbarkeit ∥ OP (001) ist vollkommen, etwa wie die Augitspaltbarkeit, und läuft in den Querschnitten der Längserstreckung parallel. Eine zweite, weniger vollkommene Spaltbarkeit verläuft senkrecht zur Basis und äußert sich in rohen, zur ersteren etwa senkrecht verlaufenden Sprüngen. Die Ottrelithe treten jedoch nicht immer in wohlumgrenzten Kristallen auf. Rundliche und scheibenförmige Kristallaggregate erscheinen nesterförmig versteckt im Graphit, oder die Kristalle sind unvollkommen entwickelt; man beobachtet tropfenartige Gebilde, das Mineral zeigt dann eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Andalusit der Hornfelse, oder man beobachtet bündel- und garbenförmige Kristallgruppen.

Sind die Kristalle nicht sehr groß entwickelt, so verbergen sie sich in dem Kohlenstoff und sind makroskopisch nicht wahrnehmbar. Treten die Ottrelithe zu Kristallgruppen zusammen, so werden die Schiefer den Knoten- und Garbenschiefern der Kontakte ähnlich.

Die optischen Eigenschaften des Minerals sind folgende.

Das Brechungsvermögen ist groß; das Relief entspricht am besten dem des Epidots, die Doppelbrechung dagegen ist bedeutend schwächer, es steigen selbst in dickeren Schliffen, in welchen der Quarz Gelb I. Ordnung der Newtonschen Farbenskala zeigt, die Farben nicht über das Weiß I. Ordnung hinaus.

Für das vorliegende Gestein ist jene Deutung jedenfalls ausgeschlossen.

Eine schöne Illustration für die im vorangegangenen besprochenen Verhältnisse bietet ein Block von demselben Fundpunkt am Zelt Anjel-Maria-pamba, der auf engem Raum eine derartige Mannigfaltigkeit in der Verteilung der Mineralkomponenten zeigt, daß nur Spaltung und Wanderung der Mineralsubstanz eine befriedigende Erklärung geben können.

Der Block weist Partieen von grünlichschwarzer Farbe und feinem, zuckerkörnigem Gefüge mit Kalkspataugen auf. U. d. M. bestehen diese Partieen aus einem tafligen Albitmosaik (Albit zeigt auf Schnitten $\perp c + 19° 30'$ bei optisch positivem Charakter der I. Mittellinie), etwas braunem Biotit in rosettenförmigen Aggregaten, aus derselben grünen bis bläulichgrünen, strahlsteinartigen Hornblende und einem ähnlich gefärbten chloritischen Mineral, ferner aus Epidot und Apatit. Der Kalkspat zeigt die Druckzwillingsbildung nach der Gleitfläche $- \frac{1}{2} R (01\bar{1}2)$. Hornblende und Epidot treten im Gestein gleichfalls nesterförmig auf.

Andere Partieen sind von gelblichgrüner Farbe und derselben feinzuckerkörnigen Struktur mit viel Eisenkies. Albit fehlt vollständig. Die Bestandteile sind Quarz, dieselbe blaugrüne, strahlsteinartige Hornblende, lichtgrüner Omphacit mit sehr schwachem Pleochroismus zwischen lichtgrünen und gelblichgrünen Tönen und eine Auslöschungsschiefe $c : \mathfrak{c} = 48\frac{1}{2}°$, zeisiggelber Epidot und reichlich Granat.

Wieder andere Partieen von gleichem Aussehen sind ärmer an Amphibol, aber reicher an grünem Omphacit und gelbem Epidot. Diese letzteren Mineralien treten nesterförmig auf. Es tragen diese Partieen den Charakter des Epidot- beziehungsweise Omphacitfelses.

Endlich zeigen einzelne Teile gelblichgrüne und braune Färbungen und stellen Epidot und Granatfelse dar. Omphacit nnd Strahlstein sind an diesen Stellen spärlicher.

Granat ist stark optisch wirksam und zeigt Felderteilung.

Man erkennt deutlich eine Spaltung in albitreiche Zonen und Kalkspat, beziehungsweise Quarz- und Kalksilikate. Alkalireiche Gesteine stehen den an alkalischen Erden reichen gegenüber.

Am Zelt Anjel-Maria-pamba finden sich endlich gelblichgrüne Epidotfelse, in welchen die Trennung noch keine ganz vollkommene ist. Die Hauptbestandteile sind wieder Quarz und Epidot. Etwas Albit kann man noch beobachten, ferner Strahlstein und Biotit.

Das zweite Gebiet ist die Cordillera de Pillaro und die Cordillera de los Llanganates.

Mit einem lichten biotitfreien Chloritalbitgneiss zusammen stehen lichtgrünlichgraue Schiefer beim Abstieg von der Loma auf der linken Seite des Rio Ramillo nach Rio Verde in der Cordillera de Pillaro an. Die Hauptbestandteile sind lichtgrünliche Hornblendenadeln und ein tafliger Albitmosaik. Die durch das ganze Gestein einander parallel gerichteten Hornblendenädelchen durchsetzen den Albit; größere Epidotkristalle, zum Teil mit zonarem Aufbau, der sich in einem Wechsel der Färbung kundgibt, ferner Leukoxenaggregate, sind die weiteren Bestandteile. Dieser Schiefer erinnert noch sehr an die Grünschiefer.

Besonders reich an grünen Strahlstein- und Glimmermineralien ist der grünlichgraue Strahlsteinschiefer, dem man beim Abstieg vom Toldofilo nach Antiojospungu in der Cordillera de los Llanganates begegnet.

Seine Bestandteile sind bläulichgrüne, strahlsteinartige Hornblende, brauner Biotit, Chlorit, Muscovit, spärlich Albit und sehr wenig Epidot. Kalkspataugen sind häufig. Hier ist die Abspaltung des Kalkes auffällig, der sich in den Augen wieder angesiedelt hat.

Andere schiefrige Gesteine, die sich zusammen mit Biotit-Muscovitalbitgneissen nahe der Schneegrenze auf dem Cerro hermoso de los Llanganates finden, zeigen eine lichtgrünlichgraue Färbung und eine Art von Seidenglanz auf den Schieferflächen; kleine porphyrische Strahlsteinnadeln sind makroskopisch sichtbar.

In diesem Gestein treten fleckenförmig weiße, feinzuckerkörnige Partieen mit porphyrischen Strahlsteinnadeln auf, die das Aussehen des oben beschriebenen Gesteins No. 826 vom Anjel-Maria pamba besitzen. Sehr viel bläulichgrüne Hornblende mit Strahlsteincharakter, Biotit, Muscovit und Chlorit, Albit und Quarz, ferner Linsen von Kalkspat und körnigem Quarz bauen das Gestein auf. Auch hier ist anscheinend die Kalkkomponente abgespalten worden.

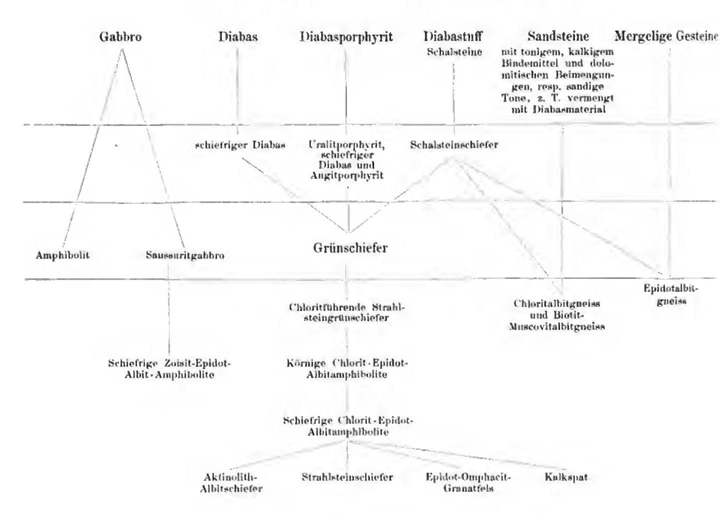
Andere Gesteine dortselbst sind gelblichgrün und tragen Epidotfelscharakter; sie setzen sich aus Epidot, Quarz, wenig Albit, Biotit, Chlorit und Rutil, in geringeren Mengen, zusammen.

Zusammenfassung.

Die mannigfaltigen Albitgesteine gehören geologisch zusammen. Sie stellen eine Sedimentformation mit dazwischen gelagerten Diabasdecken und -Tuffen dar, die durch den Gebirgsdruck in verschiedenem Grade umgewandelt sind.

Die Gabbrogesteine gehören nicht in diesen Rahmen, ihre dynamometamorphe Umwandlung hat aber ähnliche Endgesteine geliefert.

Gang der dynamometamorphen Umwandlung.



3. Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer dieses Gebietes stellen Gesteinsformationen dar, die auf größere Entfernungen herrschend auftreten. Mineralogisch sind sie durch die Kombination Quarz und Muscovit charakterisiert. Es sind ausgezeichnet schiefrige Gesteine von lichter, grauer Farbe, die auf den Schieferflächen den durch die Muscovitblättchen bedingten Silberglanz zeigen. Ein größerer Gehalt an Kohlenstoff färbt dieselben dunkler.

Der normale Glimmerschiefer setzt sich nur aus Muscovit und Quarz zusammen.

Werden diese Schiefer feldspatreicher, so entwickeln sich Gneissglimmerschiefer, die Übergänge zu den Muscovitgneissen bilden. Auf der anderen Seite nähern sich die Schiefer den phyllitischen Gesteinen, insbesondere den Quarzitschiefern.

a. Gneissglimmerschiefer.

Die Gneissglimmerschiefer sind feldspatreiche Typen. Diese Gesteine sind in den meisten Fällen ausgezeichnet dünnflaserig. Oft findet sich bei diesen Schiefern noch ausgeprägter Gneisscharakter. Die herrschenden Farben sind licht.

Der Feldspat, meist ein Plagioklas, in sehr vielen Fällen Albit, gelegentlich auch Orthoklas, tritt gern in größeren Kristallbruchstücken auf, welche die Flaserkerne bilden. Die Glimmermineralien, meist Muscovit, aber auch Biotit und Chlorit, der gewöhnlich aus dem Biotit hervorgegangen ist, legen sich mantelförmig um die Feldspate.

Schnitte, die senkrecht zur Schieferung geführt sind, zeigen folgendes Strukturbild:

Lagen von feinkörnigem Quarzmosaik wechseln mit glimmerreichen Lagen. Die Feldspate sind vielfach nur auf die Glimmerzonen beschränkt und bilden Flaserkerne, die wie in einer Perlenschnur aneinander gereiht sind. Andere Gesteine sind noch feldspatreicher, dieselben stehen dann den Muscovitgneissen am nächsten.

Gneisscharakter trägt noch sehr ein gelblichweißes, flaseriges Gestein, geschlagen von einem Block auf dem Wege nach Guachalá, aus dem Grundgebirge des Cayambe, Die Feldspate sind Plagioklas und Orthoklas, zum Teil mit sericitischen Schüppchen und Fäserchen erfüllt. Quarz, Muscovit und Chlorit, der aus Biotit sich gebildet haben kann, sind die weiteren Bestandteile.

Aus dem Untergrund des Antisana stammt ein graues, deutlich dünnflaseriges Gestein. Es fand sich auf der Südseite des Vulkans im Hondon de la Quebrada Azufre grande inmitten jungvulkanischer Laven und ist wahrscheinlich als Einschluß einer solchen Lava an die Oberfläche gelangt.

Das Gestein ist gleichfalls recht reich an Feldspat. Derselbe ist teils Orthoklas, teils Albit mit einer Schiefe von — 12° 30′ in einem Schnitt $\perp$ P und $\perp$ M. Der Albit enthält als Einschluß staubförmigen Kohlenstoff in Flocken und Wolken. Der Glimmer ist meist Muscovit und etwas weniger zu Chlorit umgewandelter Biotit. Feldspatreichere Schichten wechseln mit Glimmerquarzlagen. Die Feldspate bilden die Flaserkerne.

Feldspatreichere Gneissglimmerschiefergerölle treten W. N. W.-Fuß der Carrera nueva, südlich vom Antisana, auf. Es sind lichte, gelblichweiße Schiefer mit wechselnden Muscovit- und Quarzfeldspatlagen. Der Feldspat ist Orthoklas und Plagioklas, der bereits die Anfänge der Epidotisierung aufweist. Lichtrötlicher Granat ist häufig.

b. Feldspatreiche Glimmerschiefer.

Dieser Typus ist noch dünnschiefriger als der vorige. Der Feldspat, ein Albit, ist auf die Flaserkerne beschränkt. Die Hauptbestandteile sind dieselben wie im vorigen Typus. Diese Glimmerschiefer nähern sich mehr den Phylliten.

Sehr phyllitähnlich ist ein grünlicher, fettglänzender Schiefer mit großen Quarzaugen vom Kamm von Chuquira, Westgipfel von Jacatuna de Ñuñuloma, ca. 4100 m, im Südfußgebirge des Antisana. Der Feldspat ist Albit, sein Relief ist stets niedriger als das des Quarzes; der Glimmer ist lichter Muscovit mit recht kräftiger Absorption. Staubförmiger Kohlenstoff tritt als Einschluß im Albit gern auf.

Ein ähnlicher grünlichgrauer Schiefer steht bei Jara-hichuna auf dem Wege zur Bandera-Loma, Berge westlich des Sangay, an. Der Feldspat ist Albit-Oligoklas mit einer Schiefe von $78^\circ 35' \perp a$. Quarz und Muscovit, Sericit und Chlorit sind die Hauptkomponenten. Accessorisch lassen sich Epidot und scharf begrenzte Granatkristalle beobachten, deren Durchschnitte sich auf $\infty O\,(110)$ und $2O2\,(211)$ zurückführen lassen. Größere Durchschnitte sind optisch wirksam.

Gleichfalls von phyllitischem Habitus sind die dünnschiefrigen, gefalteten, dunklen und im verwitterten Zustand hellen Schiefer zwischen Mancapaira und Tambo Cashca, auf der linken Seite des Rio Paira, drei Tagereisen von Mácas. Auch hier ist der Feldspat der Flaserkerne ein Albit. Muscovit, z. T. Sericit, ölgrüner Biotit, Apatit, viel Kalkspat, Eisenkies und graphitischer Kohlenstoff sind die Bestandteile. Der Albit zeigte auf $P = OP\,(001) = 3^\circ; \perp c = 19^1/_2{}^\circ$ Auslöschungsschiefe.

Übergänge zum Quarzitschiefer macht der gelblichweiße, dickschiefrige, albitführende Glimmerschiefer vom Anjel-Maria-Gletscher am Sara-urcu. Der Feldspatgehalt ist gering, derselbe wird vertreten durch einen Albit mit den Reliefunterschieden $o > \gamma', e > \alpha'$, mit Quarzschnitten $\parallel c$ in Parallelstellung verglichen. Das Gestein ist sehr quarzreich; der Glimmer ist Muscovit und Sericit.

Besonders reich an graphitischem Kohlenstoff sind schwarze, Granat führende Muscovitschiefer aus der Quebrada Maco bei Chanalá, 2003 m, linke Seite des Rio Paira. Der Schiefer besteht aus Quarz, etwas Albit, Muscovit, Chlorit, lichtrötlichem Granat, der stellenweise zu Chlorit umgewandelt ist. Gewellte Züge von Kohlenstoff mit Muscovit und Chlorit umgeben die großen Granatkristalle und setzen durch den Albit hindurch. In den Schichtfugen sind zerdrückte Zonen und Nester von Chlorit, Muscovit und Quarz sowie körnige Quarzaugen eingeschaltet. Von ähnlicher Zusammen-

setzung ist der schwarze Schiefer der Chorrera de Agoyan, 1476 m, auf der linken Seite des Rio Pastaza, Südabhang der Llanganaten.

c. Muscovitglimmerschiefer.

Die normalen Muscovitglimmerschiefer zeigen wenig Wechsel in ihrer äußeren Erscheinung und Mineralzusammensetzung. Es sind ausgezeichnet dünnschiefrige, graue, silberglänzende Gesteine, die sich nur durch größeren oder auch ganz fehlenden Gehalt an staubförmigem Kohlenstoff unterscheiden. Die Hauptbestandteile sind Quarz und Glimmer, die lagenweise wechseln. Der Glimmer ist ein Muscovit, der zuweilen mit lichtgrünlichen Tönen durchsichtig wird und dann deutliche Absorptionsunterschiede wahrnehmen läßt. Biotit und Chlorit begleiten ihn in geringerer Menge. Lichtrötlich durchsichtig werdender Granat, ferner Turmalin und Kies fehlen nirgends.

Gelegentlich beobachtet man noch Epidot und Titanit. Diese Glimmerschiefer kommen an folgenden Orten vor:

Am Ostabhang der Cordillere bilden Glimmerschiefer den Corredor-Machai, 3889 m, westlich des Sara-urcu. Der graue Schiefer ist ein typischer Muscovitschiefer.

Auf der rechten Seite des Papa-llactatales zwischen Papa-llacta und der Mündung des Yurac-yacu steht derselbe Glimmerschiefer an. Er führt reichlich Kohlenstoff. Die südliche Fortsetzung desselben Glimmerschieferzuges taucht südlich vom Antisana aus der jungvulkanischen Bedeckung in den Bergen westlich der Cimarronas del Antisana, zwischen San Joaquin und Chuspi-chupa, auf und zeigt denselben Charakter bei dunkler Färbung und flaseriger Struktur.

Im Tal des Rio Paira, zwischen Tablas und Chanalá, gleichfalls am Ostrand der Cordillere, findet sich der Glimmerschiefer wieder, hier auch Kohlenstoff führend.

Glimmerschiefer tritt endlich im südlichen Fußgebirge des Altar bei den Minas del Condorasto, 4120 m, auf.

Diese voneinander recht weit entfernten Schiefervorkommen lassen eine bemerkenswerte Beziehung erkennen, der Glimmerschieferzug bildet vorzugsweise den Ostabfall der Ost-Cordillere.

4. Quarzitschiefer und Quarzite.

In engem Zusammenhang mit den Muscovitschiefern stehen die Quarzitschiefer. Sie entwickeln sich allmählich aus jener Gesteinsgruppe durch Zunahme des Quarzes und Abnahme des lichten Glimmers. Aus den Quarzitschiefern entstehen ferner durch das

völlige Zurücktreten des Muscovits die körnigen Quarzite. Auf der anderen Seite nimmt der lichte Glimmer nicht selten Sericitcharakter an und läßt die nahen verwandtschaftlichen Beziehungen erkennen, die zwischen dieser Abteilung und phyllitischen Gesteinen bestehen.

a. Quarzitschiefer.

Die Quarzitschiefer pflegen lange nicht so dünnschiefrig zu sein wie die verwandten Muscovitglimmerschiefer. Man kann ihre Struktur am besten als dickschiefrig und dünnbankig bezeichnen, je nachdem der Glimmergehalt größer oder geringer ist. Vielfach ist der Zusammenhang der einzelnen Quarzkörner nur locker, dann fühlen sich die Schiefer sandig an. Die Färbungen der Gesteine sind licht und zwar weiße, gelblichweiße und graue Farben die herrschenden.

U. d. M. zeigen die Quarzitschiefer einen körnigen Mosaik von Quarz und Muscovitschüppchen in geringerer Menge.

Das Korn der Quarze ist gleich groß, oder größere Qnarzkörner liegen in einer Grundmasse von kleineren Quarzen, die nicht selten spindelförmige, ineinandergreifende Körner bilden. Um die größeren Quarzkörner legt sich häufiger eine Aureole von Faserquarz, aus einer innigen Verwachsung von Sillimanit und Quarz bestehend. Dieser Faserbart hat den größeren Quarz fest mit der Grundmasse verkittet.

Der Glimmer ist meist Muscovit mit größerem Achsenwinkel. In einzelnen Fällen beobachtet man sericitischen Glimmer mit entsprechend kleinem Achsenwinkel. Der Muscovit wird mit grünlichgrauen Tönen durchsichtig und zeigt dann deutliche Absorptionsunterschiede.

Accessorische Bestandteile sind gewöhnlihh spärlich. So findet sich vereinzelt Biotit. Häufiger sind Feldspat, meist Albit, und fast überall Zirkon, Rutil und Kies.

Die Quarzitschiefervorkommen verteilen sich von Norden nach Süden folgendermaßen. Ein hellbraun verwitterter, sich sandig anfühlender Quarzitschiefer mit größeren Biotitblättchen auf den Schieferflächen steht südlich vom Ort Cayambe am Wege nach Guachalá an. Dieser Quarzitschiefer erinnert noch in mancher Beziehung an die Glimmerschiefer.

Ebenfalls sandig fühlt sich der weiße, gelb verwitternde Quarzitschiefer bei Chuspi-chupa, Abstieg von der Mullumullu-Loma nach Rio Verde, Cordillera de Pillaro an. Das Gestein ist glimmerarm. Accessorisch sind Biotit, wenig Feldspat, Brauneisen und Eisenkies.

Gelblichweißer Quarzitschiefer steht auf der Westseite des Cerro hermoso de los Llanganates an. Der Muscovit ist lichtgrünlich. Accessorisch ist Rutil.

Lichte Quarzitschiefer finden sich ferner im Tal des Rio Paira, so ein gelblicher, sich sandig anfühlender Schiefer mit Muscovit und etwas Biotit zwischen Chanalá und Suña, ein graublauer, dickschiefriger, schon mehr quarzitähnlicher als Geröll des Rio Ango-chaca (Ango = Liane, chaca = Brücke), 1950 m, zwischen Táblas und Chanalá, ferner hellgrauer, gelblich verwitternder Quarzitschiefer auf der linken Talseite zwischen Tambo Cashca und Tablas, zwischen 1800 m und 2000 m.

Andere Quarzitschiefervarietäten nähern sich mehr den Quarziten, indem der Glimmer etwas zurücktritt. Einzelne Quarzkörner sind durch Sillimanitnadeln, die mit Quarz verwachsen sind, umgeben. Die Schieferung ist mehr durch lagenförmige Anordnung der Quarzkörner als durch den Glimmergehalt bedingt.

Ein derartiger grauer, undeutlich schiefriger Quarzit stammt aus dem Azuaygebiet und findet sich unter den Geröllen des Rio Molobog zwischen El Tambo und Cauca. Hierher gehören die weißen Quarzitschiefer von Achupallas, 3317 m, Nordfuß des Azuay.

b. Quarzite.

Die Quarzite sind graue und weiße, körnige Gesteine, die vorwiegend aus Quarz bestehen. Die Nebenbestandteile sind dieselben wie bei den Quarzitschiefern, von denen sie sich nur durch das Fehlen der schiefrigen Struktur unterscheiden. Ein geringer Gehalt an Kohlenstoff ist öfters zu beobachten. Tritt der graphitische Kohlenstoff in größerer Menge auf, so bildet sich eine besondere Gruppe der Graphitquarzite heraus.

Dunkelgraue Quarzite finden sich als Gerölle des Rio Cebadas bei Ichubamba oder als Blöcke im Tal zwischen Ichañag und Cebadas. Anstehend sind sie nicht weit oberhalb Boqnios bei Cebadas, auf der rechten Talseite bekannt. Auf der östlichen Seite des Passes von Mácas stehen im Tal des Rio Paira zwischen Chanalá und Suña, 2400—2800 m, hellgraue, etwas glimmerreichere Quarzite an. Vollkommen weiße Quarzitgerölle finden sich selten bei Mácas, 908 m, im Rio Upano, der den Rio Paira zum Quellfluß hat.

Auch in den dem Azuay nördlich vorgelagerten Bergen finden sich Quarzite.

Grauer Quarzit steht zwischen Chanchan-loma, 3937 m, und Guamanlloma, 3907 m, am Wege Zula nach Palmira an.

Sillimanit führend und von ungleichem Korn sind die dunkelgrauen Quarzite mit Graphitflecken von Cuncun-pamba, 3253 m, Weg Guamoté-Ticsan.

Kohlenstoffreiche Graphitquarzite von schwarzer Farbe führt der Rio Chanchan, 1857 m, als Gerölle aus den Bergen des Azuay.

Ein besonderes Interesse verdient das sogenannte Carbon von Penipe bei Penicuchu im Fußgebirge des Altar.

Dort finden sich Kohlenflötze inmitten kohliger Schiefer. Ein in der Nähe der Flöze anstehendes Gestein erweist sich nach der mitgebrachten Probe als dickbankiger, kohlenstoffreicher Sillimanitquarzit. Größere Quarzkörner sind mit einer Aureole von Sillimanitnädelchen und Fäserchen umgeben, die ein starkes Brechungsvermögen und starke Doppelbrechung aufweisen; der optische Charakter der Längserstreckung ist positiv. Turmalin, Zirkon und Erz sind häufige accessorische Gemengteile.

Die Kohle der Flötze ist eine schwarze, glänzende, blättrige Kohle, welche wohl den Gips, aber nicht mehr den Kalkspat zu ritzen vermag, also etwa die Härte 2,5 besitzt. Das spezifische Gewicht wurde vermittelst eines Pyknometers zu 1,76 bei 17° bestimmt.

Eine Vergleichung der physikalischen Eigenschaften von Graphit, Anthrazit und Steinkohle zeigt, daß beim Anthrazit die Härte zwischen 2 und 2,5 schwankt, die Dichte 1,4—1,7 beträgt, die Kohle also zum Anthrazit zu stellen ist.

Über die Kohle führende Formation in der Nähe von Penipe schreibt Th. Wolf[1]) folgendes:

„Von Riobamba kommend, bemerkt man beim Überschreiten des Flusses Chambo, daß die vulkanischen Tuffe am Fuße der östlichen Cordillere und in unmittelbarer Nähe des Dörfchens Penipe plötzlich enden und daß alle Höhen weiterhin aus dunklen Schiefern bestehen, deren Schichten viele lokale Störungen und wechselndes Streichen und Fallen erkennen lassen. In einer Schlucht ‚Penicuchu, gegen Südost vom Dorfe haben Schürfversuche das Gestein einige Meter tief aufgeschlossen, so daß man hier etwas von der geologischen Bildung des Gehänges wahrnehmen kann. Es zeigen sich hier drei Kohlenflötze, geschieden durch 2 – 3 m mächtige Schieferbänke." Über die Bestimmung des geologischen Alters dieser Flötze äußert sich Wolf folgendermaßen: „Trotz vielfachen Suchens gelang es noch nicht, in den Schiefern Versteinerungen aufzufinden, welche auf das Alter der Formation, ob dem eigentlichen Steinkohlengebirge, dem Devon oder Silur angehörig, einiges Licht werfen können. Petrographische Gründe lassen sie mich zu einer älteren als der Steinkohlenformation rechnen."

Was die Altersbestimmungen betrifft, so verweise ich auf den geologischen Teil.

---

[1]) Th. Wolf: „Über die Bodenbewegung an der Küste von Manabi (Departement Guayaquil) nebst einigen Beiträgen zur geognostischen Kenntnis Ecuadors". Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. XXIV. 1872. S. 57.

5. Ottrelithschiefer.

Schwarze phyllitische Schiefer, welche neben reichen Mengen graphitischen Kohlenstoffs Quarz ein Mineral der Sprödglimmerfamilie, führen, sind weit verbreitet. Feldspat, Muscovit und Chlorit sind gewöhnlich auf höher kristalline, den Muscovitschiefern näher stehende Glieder beschränkt.

Die Mineralkomponenten zeigen folgende Eigenschaften:

Tritt Ottrelith in größeren Kristallen auf, so ist er makroskopisch sichtbar und erscheint in Gestalt stark spiegelnder Blättchen. Diese Blättchen lassen sich mit verdünnter Flußsäure leicht aus dem Gestein isolieren. Sie zeigen eine polygonale, nicht selten rhombische Begrenzung. Die Beschaffenheit der Basisflächen ist nicht eben, sie erscheinen parkettiert und eignen sich deshalb nicht zu einer goniometrischen Untersuchung. Schmelzendes Kali greift das Mineral stark an; es gelang indes nicht, deutbare Ätzfiguren hervorzubringen, da die Blättchen zu winzig und zu wenig einheitlich gebaut sind. Das Ottrelithpulver hinterläßt, auf einer glatten Adularspaltfläche verrieben, noch eben deutliche Kratzspuren. Quarz wird nicht angegriffen. Die Härte liegt demnach etwas über 6.

U. d. M. erscheinen Querschnitte der Täfelchen in Form längerer oder kürzerer, breiter Leisten, die oft spießig auslaufen. Die Spaltbarkeit ‖ OP (001) ist vollkommen, etwa wie die Augitspaltbarkeit, und läuft in den Querschnitten der Längserstreckung parallel. Eine zweite, weniger vollkommene Spaltbarkeit verläuft senkrecht zur Basis und äußert sich in rohen, zur ersteren etwa senkrecht verlaufenden Sprüngen. Die Ottrelithe treten jedoch nicht immer in wohlumgrenzten Kristallen auf. Rundliche und scheibenförmige Kristallaggregate erscheinen nesterförmig versteckt im Graphit, oder die Kristalle sind unvollkommen entwickelt; man beobachtet tropfenartige Gebilde, das Mineral zeigt dann eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Andalusit der Hornfelse, oder man beobachtet bündel- und garbenförmige Kristallgruppen.

Sind die Kristalle nicht sehr groß entwickelt, so verbergen sie sich in dem Kohlenstoff und sind makroskopisch nicht wahrnehmbar. Treten die Ottrelithe zu Kristallgruppen zusammen, so werden die Schiefer den Knoten- und Garbenschiefern der Kontakte ähnlich.

Die optischen Eigenschaften des Minerals sind folgende.

Das Brechungsvermögen ist groß; das Relief entspricht am besten dem des Epidots, die Doppelbrechung dagegen ist bedeutend schwächer, es steigen selbst in dickeren Schliffen, in welchen der Quarz Gelb I. Ordnung der Newtonschen Farbenskala zeigt, die Farben nicht über das Weiß I. Ordnung hinaus.

Der optische Charakter der Längserstreckung der Leisten ist stets negativ. Die Auslöschung erfolgt in diesen Schnitten schief zur Spur der basalen Spaltbarkeit. Die Auslöschungsschiefen schwanken, erreichen aber in keinem Fall höhere Werte.

Fast alle Durchschnitte zeigen eine mehrfach repetierende Zwillingsbildung. Die Zwillingsnaht verläuft den Spaltrissen von OP (001) parallel, entspricht also dem Glimmergesetz.

Die erste positive Mittellinie steht schief zur Basis OP (001). Der Achsenwinkel um diese Mittellinie ist nicht groß, an den farbigen Säumen der Achsenbarren läßt sich eine starke Dispersion beobachten.

Daß der kleine Achsenwinkel nur eine Folgeerscheinung des zwillingsmäßigen Aufbaues sei, vermutet Rosenbusch.[1])

Während die gewöhnlichen Ottrelithe gewöhnlich einen recht kräftigen Pleochroismus haben und mit satteren Farben durchsichtig werden, sind diese hier licht; der Pleochroismus ist nicht besonders stark. Es ließ sich das Folgende beobachten:

für Licht $\parallel \mathfrak{b}/\mathfrak{c}$ polarisiert, $\parallel \mathfrak{a}$ schwingend licht bläulichgrün,
$\parallel \mathfrak{a}/\mathfrak{c}$ „ $\parallel \mathfrak{b}$ „ licht pflaumenblau,
$\parallel \mathfrak{a}/\mathfrak{b}$ „ $\parallel \mathfrak{c}$ „ licht grünlichgelb.

In den Kristallaggregaten ist der Pleochroismus fast gar nicht wahrzunehmen.

Fast farblose Sprödglimmer beobachtete Foullon[2]) bei den Chloritoiden seiner Chloritoidphyllite. Nachdem Tschermak[3]) und nach ihm Lacroix[4]) die Identität der Sprödglimmer Ottrelith, Masonit, Sismondin und Chloritoid nachgewiesen haben, soll der vorliegende Sprödglimmer als Ottrelith bezeichnet werden. Er steht dem Chloritoid Foullons verwandtschaftlich in seinen Eigenschaften am nächsten.

Zum Vergleich wäre vielleicht noch der von C. Schmidt[5]) in ähnlichen Schiefern beschriebene farblose Sprödglimmer, der Clintonit, heranzuziehen. Er zeigt ein ähnliches Verhalten, nur steht auf der Basis die negative Mittellinie nahezu senkrecht, ist also nicht ident mit dem hier beschriebenen Ottrelith.

---

[1]) H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie 1892. I. S. 605.

[2]) Heinrich Baron von Foullon: „Über die petrographische Beschaffenheit der kristallinischen Schiefer der unterkarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und kristalline Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennstal in Obersteiermark“. Jahrb. d. K. K. geologischen Reichsanstalt. 1883. XXXIII. S. 220.

[3]) G. Tschermak und L. Sipöcz: „Die Clintonitgruppe“, Zeitschrift f. Krist. u. Min. 1879. 3. S. 514.

[4]) A. Lacroix: „Propriétés optiques du chloritoïde; son identité avec la sismondine, masonite, ottrélite, vénasquite et phyllite“. Bull. soc. min. Paris 1886. 9. S. 42.

[5]) C. Schmidt: „Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1:100000 auftretenden Gesteine“. (Anhang zur XXV. Lieferung d. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz.) VI. 1891. S. 42.

Graphitartiger Kohlenstoff tritt als schwarzer Staub und in dichten Wolken auf und verhüllt die übrigen Schieferbestandteile. Er ist äußerst fein kristallin. Man könnte ihn als Graphitoid bezeichnen, wenn man es nicht vorzieht, die Unterscheidung der drei Graphitvarietäten ganz fallen zu lassen, wie Weinschenk[1]) es vorschlägt.

Die übrigen Bestandteile sind dieselben wie in den Glimmerschiefern. Es sind zu nennen: Feldspat, Muscovit, Chlorit, Granat, goldgelber Rutil, violettbrauner, stark pleochroitischer Turmalin und Eisenkies.

Ottrelithschiefer liegen von folgenden Punkten vor: Im Fußgebirge des Cayambe nahe der Hacienda Guachalá, 2821 m, steht ein derartiges dünnschiefriges Gestein an. Ein dichter schwarzer Ottrelithschiefer mit scheibenförmigen Ottrelithaggregaten findet sich unter den Geschieben der Endmoräne des Anjel-Maria-pamba-Gletschers, am Sara-urcu.

Schwarze Ottrelithschiefer sind die herrschenden Gesteine des Cerro hermoso de los Llanganates. Schon am westlichen Fuß in 3800 m Höhe trifft man sie. Hier haben sie ausgeprägten phyllitischen Charakter. Die Ottrelithe treten in Form von spießigen Leisten und Blättchen auf.

Etwas graphitärmer ist ein anderer phyllitischer Ottrelithschiefer von den unteren Teilen des Cerro hermoso, gleichfalls auf der Westseite; ihm ist Brauneisen in geringen Mengen beigemengt.

Je höher man steigt, desto höher kristallin werden die Schiefer. In den oberen Teilen des Gebirges fühlt sich der Schiefer rauh an, seine Farbe ist schwarz. Der Quarzgehalt ist größer, es stellt sich Muscovit ein. Der Schiefer geht allmählich in reine Quarzitschiefer über.

Nahe der Schneegrenze ähnelt der Schiefer den Garbenschiefern, indem sich die Ottrelithe garben- und büschelförmig gruppieren.

In anderen Varietäten, gleichfalls nahe der Schneegrenze, treten die Ottrelithe wie Einsprenglinge in dem schwarzen dichten Schiefer auf und zeigen stark spiegelnde Flächen. Derartige Ottrelithschiefer kennt man aus den Llanganates von Antiojos-pungu, 3902 m.

Weiterhin liegen sie aus dem südlichen Fußgebirge desselben Gebirges vor, so im Pastazatal auf der linken Seite als Blöcke im Rio blanco zwischen Hacienda Agoyan und Antombos, Weg zum Rio Topo. Sie zeigen teils Glimmerschiefer-habitus und führen neben Ottrelith auch Chlorit und Muscovit wie auch Granat, oder der

[1]) E. Weinschenk: „Über den Graphitkohlenstoff und die gegenseitigen Beziehungen zwischen Graphit, Graphitit und Graphitoid“. Zeitschrift f. Krist. 28. 1897. S. 291—304.

Schiefer ist dicht, wobei der Ottrelith in schuppenförmigen Aggregaten auftritt, Muscovit ist etwas spärlicher.

In großer Mannigfaltigkeit endlich kommen die Ottrelithschiefer im Tal des Rio Paira vor. Bei Suña, 2688 m, treten sie als Gerölle im Fluß auf. Die Ottrelithe bilden schuppenförmige Aggregate, die Schiefer nähern sich den Quarziten und führen Muscovit, Sericit, Rutil und Turmalin.

Schwarze, rauhe Ottrelithschiefer mit garbenförmigen Ottrelithkristallgruppen stehen zwischen 1800 m und 1640 m zwischen Tambo-Cashca und Rio Maucapaira an.

Dieselben Schiefer finden sich weiter talabwärts auf der linken Seite als Gerölle der Quebrada Huaza zwischen Rio Paira und Paso Huishca und endlich auf der Loma Yungalí zwischen Mirador und dem Rio Paira als Blöcke.

6. Phyllite und Tonschiefer.

a. *Phyllitgneisse.*

Als Phyllitgneisse sind eigenartige Gesteine zu bezeichnen, die an einigen Stellen, namentlich im Norden der Ost-Cordillere, gefunden sind.

Es sind flaserige Gesteine. Die Flaserkerne bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat. Der Quarz zeigt eine bläulichweiße Farbe, oder er ist durch Eisen braun oder rot gefärbt. Um diese Kerne legt sich dunkelgrüne, phyllitische Substanz. Der Gesamthabitus ist der eines dunklen Gesteins mit den buckeligen, bläulichen, ins Auge fallenden Quarzen. Die klastische Natur ist unverkennbar. Dieses grobkörnige Gefüge macht in anderen Handstücken einem feinkörnigeren Platz. In demselben Verhältnis nimmt auch die phyllitische Grundmasse ab. Der klastische, breccienhafte Charakter tritt dann noch deutlicher hervor. Diese Gesteine zeigen eine gelblich- und grünlichgraue Gesamtfärbung.

Das mikroskopische Bild ist bei allen Varietäten das gleiche. Am deutlichsten ist die Struktur an den grobflaserigen Varietäten zu studieren.

Die makroskopisch bläulichweiß erscheinenden Flaserkerne von Quarz lösen sich in ein allotriomorphkörniges Quarzmosaik auf. Auch treten größere einheitliche Quarzpartieen auf, die eine starke, striemige, undulöse Auslöschung zeigen.

Werden die durch den Druck hervorgerufenen Spannungen ausgelöst, so zerfällt das größere Quarzindividuum in ein Aggregat von Quarzkörnern, die dann einheitlich auslöschen.

Andere Flaserkerne zeigen eine etwas verschiedene Zusammensetzung Sie bestehen aus grobkörnigem Feldspat und Quarz. Der Feldspat ist teils striemiger Orthoklasmikroperthit und Orthoklas, von Albitäderchen durchschwärmt, teils ein natronreicher Plagioklas, der etwa dieselbe Doppelbrechung wie der Quarz besitzt. Der Plagioklas zeigt reichlich scharfe Albit- und Periklinzwillingslamellen und ist mit lichtem Glimmer und Epidot erfüllt. Es ist dies eine granitische Zusammensetzung. Interessant ist folgende Beobachtung. An einer Stelle war dieser granitische Kern zerbrochen und durch eine fingerartig ineinandergreifende Naht von Quarz und Sericit wieder verheilt.

Man sieht demnach deutlich, daß ehemals dieser Flaserkern ein Granit oder Gneissbrocken gewesen ist, der später in der geschilderten Weise im Phyllit ausgewalzt wurde.

Die feinkörnigeren Varietäten zeigen kleinere Quarzaggregat-Flaserkerne und Feldspatkerne, die meist aus natronreichem Plagioklas bestehen. Diese Kerne werden zu feinen Lagen ausgewalzt und schließlich mit dem phyllitischen Material durcheinandergeknetet.

Der phyllitische Mantel, der sich um diese Kerne schmiegt, besteht der Hauptsache nach aus lichtem Glimmer, und zwar teils großblättrigem Muscovit, teils feinschuppigem und faserigem Sericit. Die Muscovite zeigen auf der Spaltfläche sechsstrahlige Druckfiguren. In diesem sericitischen Mantel treten farblose oder lichtrötliche Granatkristalle auf. Neben dem lichten Glimmer findet man öfters eine blaue Hornblende, die einen Pleochroismus zwischen bläulichen und grünlichen Tönen zeigt; es ist ein Strahlstein, der schon dem Glaukophan nahesteht. Es fehlen ihm nur die violetten Töne dieses Amphibols. In einem Fall trat hellgrüner Omphacit in dem phyllitischen Mantel nesterförmig auf. Wieder andere Phyllitgneisse zeigen neben reichlichem, feinschuppigem Sericit Carbonate, die dolomitische Zusammensetzung haben müssen, denn das Gestein entwickelt erst mit heißer Salzsäure Kohlensäure. In diesem Falle ist auch ein größerer Gehalt an Chlorit charakteristisch. Die Chlorit führenden Phyllitgneisse zeigen an den Stellen, wo die Feldspatkerne und phyllitisches Material zusammengewalzt sind, deutliche Übergänge in die oben beschriebenen Chloritalbitgneisse mit größerem Muscovitgehalt, so daß man zur Annahme geführt wird, daß diese nur das nächste Stadium der Umwandlung der Phyllitgneisse sind. Weitere Bestandteile sind Apatit, Rutil und Eisenkies.

Die im vorhergehenden beschriebenen Struktureigentümlichkeiten lassen als Substrat dieser kristallinen Gesteine Tone erkennen mit kleineren Quarzgeröllen und Brocken von Gesteinen, z. B. von granitischer Zusammensetzung.

Die Phyllitgneisse haben einerseits verwandtschaftliche Beziehung zu den Muscovitgneissen, die aus Arkosesandsteinen hervorgegangen, anderseits zu den Chloritalbitgneissen,

die auf Sandsteine mit tonigem Bindemittel und sandige Tone zurückzuführen sind. In bezug auf letztere sind sie wahrscheinlich ein Zwischenglied in der Entwicklungsreihe.

Das nördlichste Vorkommen dieser Phyllitgneisse liegt zwischen Pamba-marca (Frances-urcu) und Sara-urcu. Auf der rechten Seite des Rio Sagari bei Rumipungu steht ein mittelkörniger, flaseriger Phyllitgneiss an, der bläulichgrüne Hornblende führt.

Dolomit und Chlorit führt der Phyllitgneiss aus dem Papa-llactatal; er steht an der Kirche von Papa-llacta, Ostseite des Guamanigebirges, an und ist sehr feinkörnig.

Sehr grobkörnig mit bläulichweißen Quarzen in dem grünlichen, dunklen, phyllitischen Caement sind Gerölle des Rio Papa-llacta bei der Mündung des Yurac-yacu.

Übergänge zu den Chloritalbitgneissen zeigt der Phyllitgneiss von Guaira-pungu, 1640 m, zwischen Puente de Agoyan und dem Rio Ulva, rechte Seite des Pastazatales, Fußgebirge des Tunguragua.

b. Phyllite.

Phyllite sind in der Cordillere weitverbreitete Gesteine, die teilweise in ihrer Erscheinungsweise dem Glimmerschiefer sich nähern, teilweise mehr Tonschieferhabitus besitzen.

Die Phyllite vom Glimmerschieferhabitus sind grünlichgraue, silberglänzende, dünnschiefrige Gesteine, die sich auf den Schieferflächen fettig anfühlen. Große Quarzaugen treten im Gesteinsverband auf.

U. d. M. bestehen diese Gesteine aus einem innigen Filz von Sericitfäserchen und Quarz. Accessorisch sind Rutil und Erz, ferner Turmalin. Dieser Typus führt gelegentlich Granat. Andere Phyllite sind reich an optisch fast einachsigem Talk und nähern sich den Talkschiefern.

Die Phyllite vom Tonschieferhabitus sind stumpf und zeigen graue, grünlichgraue und seltener dunkle Farben. Durch Transversalschieferung erhalten sie einen gewissen Seidenglanz. Die Verfilzung der Sericitfäserchen im Gesteinskörper ist eine außerordentlich innige.

Besonders schön zeigt diese Erscheinungen ein graues Phyllitgeröll des Rio Samingo im Pairatal. Das Gestein läßt makroskopisch eine Schieferung und eine Transversalschieferung erkennen. Die Ebenen beider stoßen in einem nicht ganz rechten Winkel aufeinander.

Ein Schnitt, der senkrecht zur Ebene der Schieferung und der Transversalschieferung geführt wurde, ließ folgendes beobachten.

Der Phyllit besteht aus dünnflaserigen Lagen, die aus Quarz, Chlorit, Kalkspat und reinen Carbonatflasern, getrennt durch Häutchen sericitischen Glimmers, mit oder ohne Erz bestehen. Die Schieferung hat die lagenhafte, dünnflaserige Struktur erzeugt. Die Transversalschieferung hat diese Lagen in Falten gelegt, in Wellenberge und -Täler. Der Glimmer macht die Krümmungen der Falten mit. Nicht selten sind die so gefalteten Lagen gegeneinander verworfen.

Phyllite liegen von N. nach S. gezählt von folgenden Punkten vor:

Graue Phyllite vom Glimmerschieferhabitus führt der Rio Guachalá als Gerölle, sie entstammen dem Gebiet der westlich vom Pamba-marca verlaufenden Cordillere.

Reichlicher sind die Phyllite im Tal des Rio Paira vertreten:

Zwischen Tambo Cashca und Tablas, zwischen 1800—2000 m, steht ein stumpfer, hellgrauer, transversalschiefriger Phyllit an. Zwischen Paira und Maucapaira, 1600 m, zeigt der Phyllit Glimmerschiefercharakter und führt neben feinschuppigem Sericit auch Talk. Kurz hinter Paira auf der linken Seite des Tales reichert er sich mit Graphit an.

Schöne Transversalschieferung zeigen die oben näher beschriebenen Gerölle des Rio Samingo kurz vor Paira.

Phyllit vom Tonschieferhabitus steht weiter talabwärts beim Aufstieg von Urcusiqui auf der Höhe der Loma Yungalí, 1668 m, an, ferner am Fuß derselben Loma bei Urcusiqui, hier stark zersetzt und von fleischroter Farbe.

Stark verwittert und weiß ausgebleicht sind die Phyllite der Travesía de San Antonio zwischen Hacienda Machai und Hacienda Azafran im Pastazatal.

Kalkreich ist ein Phyllit vom Glimmerschieferhabitus von der Taravita de Guangaló, 1474 m, Pastazatal bei Baños, Fußgebirge des Tunguragua.

Aus dem Fußgebirge des Tunguragua und des Altar sind Phyllitvorkommen von der rechten Seite des Rio Blanco, etwa 4000 m, zu erwähnen. Dieser Phyllit ist sehr tonschieferähnlich und von schwarzer Farbe.

Der Phyllit, der bei den Minas del Condorasto im südlichen Fußgebirge des Altar ansteht, ist vom Glimmerschieferhabitus.

c. *Tonschiefer.*

Schwarze, braun verwitternde, dünnschiefrige Tonschiefer bilden auf größere Strecken hin das herrschende Gestein.

Fossilien sind in denselben bis jetzt noch nicht gefunden, so daß ihr geologisches Alter nicht mit Sicherheit festzustellen ist.

Der petrographische Charakter dieser Gesteine ist ein überaus einförmiger. Quarz und Tonschüppchen in feiner Verteilung setzen das Gestein zusammen. Staubförmiger Kohlenstoff ist überall mehr oder weniger reichlich vertreten und tritt teils als feines Pigment, teils in butzenförmigen Anhäufungen auf. Kalkcarbonate und Rutilnädelchen fehlen nirgends.

Tonschiefer lassen sich an folgenden Punkten der Cordillere verfolgen:

Im südlichen Fußgebirge der Llanganaten steht in der Quebrada Margajitas, einem linken Nebentälchen des Pastaza, nahe unterhalb Mapote, 1260 m, ein schwarzer, dünnplattiger Schiefer mit feiner Transversalschieferung an.

Weiter nach Süden treten dieselben Tonschiefer im südwestlichen Fußgebirge des Altar auf. Sie bilden hier den Nordgipfel des Cerro Toldo und stehen dort über Sali, etwa 3800 m, auf der linken Seite des Rio Blancó am Wege nach Yugnizag an.

Der Tonschieferzug setzt sich nach Süden durch die Alao-Cordillere fort. So liegen Tonschieferproben von der rechten Talseite unterhalb der Hacienda Alao und vom Wege Alao-Pungalá vor. Tonschiefer ist unter den Geröllen des Rio Cebadas an der Brücke von Cebadas und bei Bóquios reichlich vertreten. Weiter oberhalb im Cebadastal stehen die Tonschiefer auf der rechten Talseite an. Hier hat der Diorit seinen Contakt auf sie ausgeübt.

Alle diese Vorkommen liegen ziemlich auf einer Linie, welche ein Streichen von NNO. nach SSW. aufweist.

Weitere Tonschiefer lassen sich in einem zweiten Zuge verfolgen, der dem ersten etwa parallel läuft. Von der Cuesta de Galgalang streicht dieser Tonschieferzug zur Quebrada de Zula, die reichlich derartige Gerölle führt, bei Hacienda Zula, 3588 m, Berge nördlich des Azuay.

Weiter nach Süden weist unsere Kenntnis eine größere Lücke auf.

Erst aus dem Azógues-Cuenca-Gebiet werden Tonschiefer bekannt. In der Quebrada Chirincay zwischen Azógues und Huaishun fallen Tonschiefer fast senkrecht ein und streichen von N. nach S. Bei Huaishun führen die Schiefer Erz, denn dort sind die Stollen der alten Quecksilbermine in den Schiefer getrieben.

7. Keratophyre und durch Druck umgeänderte Porphyrgesteine.

Zwischen den Tonschiefern und Phylliten und stärker umgewandelten Sedimenten schalten sich an einzelnen Orten Keratophyre und Porphyre in verschiedenem Grade dynamometamorpher Umwandlung ein. Diese Gesteine zeigen eine große Mannigfaltigkeit in ihrer Erscheinungsweise, so daß sie einzeln beschrieben werden sollen.

a. Keratophyr von der Cuesta de Galgalang, Rio Paira.

In den Tonschiefern der Cuesta de Galgalang eingeschaltet, tritt gleich oberhalb Suña an ihrem Fuß ein dichter, grünlichgrauer, unverkennbar schiefriger Keratophyr auf.

U. d. M. erweist er sich als ein porphyrisches Gestein. Die Einsprenglinge sind Feldspate, und zwar Albite und Albit-Oligoklas mit folgenden Schiefen:

auf $M = \infty P \breve{\infty} (010) = + 19^\circ 30'$ Albit,
$\perp$ c (I. Mittellinie) $= 19^\circ 50'$, 13° Albit und Albit-Oligoklas,
$\perp$ P u. M ($\perp$ 001 u. 010) $- 12^\circ 50'$, $- 13^\circ 5'$ Albit.

Die Albite zeigen Albitlamellierung, aber auch einfache Kristalle und Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz kommen vor. In diesem Keratophyr konnte auch das bei eingewachsenen Feldspaten der Gesteine immerhin seltene Basisgesetz beobachtet werden.

Der Schnitt war $\parallel M = \infty P \breve{\infty} (010)$ getroffen. Die Auslöschung betrug symmetrisch $19^1/_2{}^\circ$ zur Zwillingsgrenze. Auf beiden Individuen steht die positive Mittellinie angenähert senkrecht — beim Albit steht c auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ nur wenig schief —.

Der Habitus der Feldspate ist säulenförmig $\parallel$ a gestreckt.

Sie weisen zahlreiche Spuren mechanischer Deformationen auf. Die Kristalle sind zerbrochen, der Bruch ist durch eine körnige Quarznaht wieder ausgeheilt. Verbiegungen der Albitlamellen sind eine ganz gewöhnliche Erscheinung. Randlich ist Feldspatsubstanz losgebröckelt und hat sich in den toten Räumen hinter den Einsprenglingen angesammelt. Es entsteht auf diese Weise eine mechanische Fluctuationsstruktur.

Dieser Albit ist demnach ein primärer Bestandteil des Porphyrs gewesen und hat mit den wasserklaren, quarzähnlichen Albiten, die Neubildungen durch den Gebirgsdruck sind, nicht das geringste zu tun.

Die Grundmasse ist körnig und besteht aus einem Quarz-Feldspataggregat, in welchem der Feldspat entschieden vorherrscht.

Bei den kleinen Dimensionen der Feldspatkörnchen ließ sich ihre Natur nicht näher feststellen. Butzen und Nester von Chlorit, Apatit, Zirkon und Eisenkies, meist in Brauneisen umgewandelt, sind die weiteren Bestandteile.

Dieser Keratophyr zeigt nur geringe Spuren der Druckeinwirkung.

b. Keratophyr vom Hato Yasipang, Cebadas-Zhasquin-Cordillere.

Etwas stärker umgewandelt erscheint ein Geröll des Rio Yasipang bei Hato Yasipang, Cebadas-Zhasquin-Cordillere.

Es ist ein grün- und gelblichgraues dichtes Gestein mit Wachsglanz und hälleflintartigem Habitus.

U. d. M. beobachtet man Einsprenglinge von Feldspat, die wohlumgrenzt sind und sich mit einer Schiefe von $+2$ bis $+4^{\circ}$ auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ als Oligoklase erweisen. Zonarstruktur ist ihnen eigen. Auch sie sind deformiert, zerbrochen und mit Quarz wieder verkittet. Es hat sich ferner Epidot und Sericit ausgeschieden. Die Grundmasse ist kryptokristallin und nur mit starker Vergrößerung aufzulösen.

Sie besteht aus feinsten Sericitschüppchen, Feldspat und Quarz. Der Feldspat läßt noch deutlich eine sphärolithische Anordnung erkennen.

c. Stärker umgewandelter Keratophyr resp. Porphyr vom Cerro hermoso de los Llanganates.

Auf der Westseite in den unteren Teilen des Cerro hermoso de los Llanganates tritt ein eigenartiges, feinkörniges, fast weißgefärbtes Gestein inmitten dunkler Ottrelithschiefer auf.

Auch dieses Gestein ist porphyrisch. Einsprenglinge von Plagioklas, vereinzelt Quarz, liegen in einer Grundmasse, die aus Quarz, Feldspat und Sericit besteht; Zirkon und Apatit sind accessorisch.

Das Gestein ist ziemlich stark verwittert. Die Feldspate sind teilweise oder ganz durch Kalkspat und Chlorit ersetzt, ferner ist Epidot neu gebildet worden. Die Chloritbutzen sind auch makroskopisch wahrnehmbar. Es treten endlich flaserförmige Einschlüsse von Quarz und Biotit, Kalkspat und Biotit, Kalkspat und Chlorit auf. Die Einsprenglinge und Linsen lassen eine lagenförmige Anordnung erkennen.

Die Analyse[1]) dieses Gesteins ergab folgendes Resultat:

SiO_2	=	70,57
TiO_2	=	0,06
Al_2O_3	=	15,39
Fe_2O_3	=	2,77
FeO	=	1,81
MnO	=	0,05
MgO	=	1,52
CaO	=	1,66
Na_2O	=	2,61
K_2O	=	2,21
H_2O	=	1,12
S	=	0,09
P_2O_5	=	0,34
CO_2	=	0,24
Summa	=	100,44
Spez. Gew.	=	2,668

Der wenig frische Erhaltungszustand gibt nur ein verschleiertes Bild der chemischen Beziehungen wieder. Es soll daher von einer Berechnung nach der Osannschen Methode abgesehen werden. Gering ist der Kalkgehalt nach Abzug des an die Kohlensäure gebundenen Kalkes. Der Feldspat muß demnach ein Alkalifeldspat sein. Das sind Beziehungen, wie sie bei den Keratophyren zu finden sind. Bei frischen, normalen Keratophyren ist der Prozentgehalt der Alkalien ein größerer, jedoch ist bei der überaus leichten Verwitterbarkeit ein großes Schwanken der prozentualen Zusammensetzung häufig, eine auch anderwärts vielfach beobachtete Erscheinung. Besonders groß aber sind die unter dem Einfluß des Druckes vor sich gehenden chemischen Änderungen, wie Lossen[2]) an dem Quarzkeratophyr von Pasel am Lenneufer gezeigt hat, wo SiO_2 von 80,42 auf 54,41, Na_2O von 4,50 auf 1,14 gesunken, die übrigen Bestandteile entsprechend gestiegen sind.

Die Auffassung dieses Gesteins als stärker umgewandelter Keratophyr dürfte gerechtfertigt erscheinen, zumal die chemischen Merkmale dieser Gesteinsgruppe unverkennbar erhalten sind, nämlich geringer Gehalt an CaO und MgO, Vorherrschen der Alkalien und unter ihnen des Na_2O.

[1]) Die Analyse wurde von Herrn Dr. A. Lindner in Berlin ausgeführt.
[2]) In F. Zirkel: „Lehrbuch der Petrographie". Bd. II. 1894. S. 331.

Sehr ähnliche Gesteine treten gleichfalls als Einlagerungen nahe der Schneegrenze in 4200 m weiter oberhalb auf.

d. Sericitschiefer aus dem Pairatal.

Den stärksten Grad dynamometamorpher Umwandlung erreicht ein grüner bis grauer Sericitschiefer, der im Pairatal zwischen Tambo Cashca und Rio Maucopaira zwischen 1640 und 1800 m auf der linken Seite ansteht. Das Gestein besteht der Hauptsache nach aus Sericit und Quarz. Neben dem Sericit kommt großblättriger Muscovit vor. Albit ist dem Quarz beigemengt. Accessorisch ist Eisenkies. Die Struktur ist eine dünnflaserige. Die Flasern bestehen aus allotriomorphkörnigem Quarz.

In diesem Sericitschiefer ist, wie das anderwärts vielfach nachgewiesen, auch ein Glied der Quarzporphyrfamilie in starker dynamometamorpher Umwandlung zu erblicken.

e. Umgewandelter Porphyr aus dem Pairatal.

Nicht sicher zu deuten ist ein dichtes, hellgelbbraunes Gestein, welches zwischen Maucopaira und Tambo Cashca auf der linken Seite des Pairatales ansteht. Die Struktur ist körnig. Das Gestein besteht im wesentlichen aus Orthoklas, Quarz, Muscovit und Sericit und Eisenhydrat. Orthoklas und Quarz sind granophyrisch verwachsen. Auch Sphärolithe von Orthoklas mit negativem Charakter der Doppelbrechung sind zu beobachten. Dieses Gestein ist möglicherweise aus einem Quarzporphyr hervorgegangen.

8. Die genetischen Beziehungen der kristallinen Gesteine der Ost-Cordillere.

Ein Rückblick über die im vorhergehenden beschriebenen kristallinen Gesteine lehrt bemerkenswerte Tatsachen.

Es fällt zunächst das fast vollständige Fehlen echter Gneisse, wie sie in archäischen Gebirgskomplexen zu erwarten sind, auf. Die nach der mineralogischen Zusammensetzung als Glimmergneisse bezeichneten Gesteine sind Granitgneisse oder mehr oder weniger stark dynamometamorph beeinflußte Tiefengesteine, die in den meisten Fällen ihren früheren Charakter noch unschwer erkennen lassen; zudem sind diese Gesteine so eng mit normalen Graniten und Dioriten verknüpft, daß man in ihnen nur die stärker ge-

falteten Teile derselben Massive erblicken muß. Es müssen diese Gesteine demnach aus einer geologischen Gneissformation ausscheiden.

Die Muscovitpsammitgneisse ferner sind Gesteine, die sich hier auf arkoseartige Sandsteine zurückführen lassen. Auch sie sind keine echten Gneisse. Die Beobachtung hat gezeigt, daß mancherlei Beziehungen zwischen ihnen und den Phyllitgneissen bestehen, daß die Flaserkerne beider Gesteinsgruppen eine ähnliche Zusammensetzung haben, so daß man kaum fehlgeht, wenn man in den Muscovitpsammitgneissen zum Teil die kristallin höher entwickelten Glieder der Phyllitgneisse erblickt.

Die große Gruppe der Albitgneisse ferner sind gleichfalls Gesteine, die mit der Gneissformation gar nichts zu tun haben. Geologisch treten sie mit phyllitischen Gesteinen zusammen auf, sind durch Übergänge in phyllitische Gesteine und feldspatführende Glimmerschiefer verbunden. Wie die Phyllite sind sie auf mergelige Sandsteine, Sandsteine mit tonig — oder dolomitisch — mergeligem Bindemittel und sandige Tone zurückzuführen. Sie sind demnach nur höher kristallin entwickelte Phyllite.

Quarzite, Quarzitschiefer, ferner die große Menge der kohlenstoffreichen Ottrelithschiefer sind umgewandelte Sandsteine, zum Teil mit erheblichem Kohlengehalt.

Alle diese Beziehungen lassen erkennen, daß der kristallinen Ost-Cordillere eine Sedimentformation zugrunde liegt, die aus Sandsteinen und Tonen mit reichlichen kohligen Einlagerungen sich aufbaut, Ablagerungen, wie sie sich gewöhnlich in der Nähe der Küste bilden.

Diese Sedimentformation befindet sich jetzt in einem Zustande dynamometamorpher Umwandlung. Der Grad der Umwandlung wechselt mit dem Ort.

Die in der Ost-Cordillere so weit verbreiteten Amphibolgesteine sind zum größten Teil auf Diabase und Diabastuffe zurückzuführen, die als Glieder dieser Sedimentformation denselben Faltungsprozeß in wechselndem Grade mit durchgemacht haben.

Da man nun grade beim Diabas den Gang der dynamometamorphen Umwandlung in den verschiedenen Stadien ziemlich genau verfolgen kann, so sind diese Gesteine bei ihrer großen Verbreitung besonders geeignet, ein Maß für die Intensität des Faltungsvorganges und damit für den Grad der Umwandlung abzugeben.

Ein Blick auf die oben mitgeteilte Zusammenstellung der umgewandelten Glieder der Diabasfamilie läßt drei Stadien der Umwandlung erkennen.

Das erste Stadium ist das der schiefrigen Diabase, Uralitporphyrite, Schalsteine und Schalsteinschiefer. Die Umänderungen sind relativ schwach, es sind jedenfalls die Reste des ehemaligen Mineralbestandes und der Struktur noch zum Teil erhalten.

Derartige Gesteine treten zwischen Tonschiefern eingeschaltet auf, so z. B. die Uralitporphyrite und Schalsteine der Alao-Cordillere bei der Hacienda Alao oder die Schalsteine der Cuesta de Galgalang, Rio Paira.

Die Tonschiefer stellen also die Sedimente im ersten Stadium der Umwandlung dar, in welchem sich die Einwirkung des Gebirgsdruckes erst schwach geltend macht.

Das zweite Stadium ist das der Grünschiefer und Phyllite.

Der Übergang von den Tonschiefern in die Phyllite vollzieht sich durch die Phyllite vom Tonschieferhabitus ganz allmählich.

Mit den Phylliten zusammen treten Quarzite, Quarzitschiefer, Ottrelithschiefer, ferner Graphitquarzite und Graphitphyllite auf, z. B. im Pairatal. Bei Puente am Rio Guachalá, Cayambe und Sara-urcu-Gebiet, sind Grünschiefer zwischen Phyllite vom Glimmerschieferhabitus eingeschaltet.

Alle diese Gesteine bilden eine Einheit und stellen einen entsprechenden Grad der Umwandlung dar. Da sich die Übergänge ganz allmählich vollziehen, ist es natürlich unmöglich, eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Stadien zu ziehen.

Das dritte Umwandlungsstadium ist das der höher kristallinen Grünschiefer, Chloritamphibolite, Strahlsteinalbitschiefer u.s.w. Alle diese Schiefer sind vorwiegend Albitgesteine.

Sämtliche albitreiche Grünschiefer und Chloritamphibolite, Chloritalbitgneisse, Chloritglimmeralbitgneisse, Epidotalbitgneisse bilden eine unzertrennbare geologische Formation. Diese höher kristallin entwickelte Grünschieferformation, wie man sie zusammenfassend bezeichnen könnte, lehnt sich einerseits eng an die Phyllite an, anderseits vollziehen sich die Übergänge ebenso allmählich in die Muscovitglimmerschiefer.

Wie eng die einzelnen Gesteine der Grünschieferformation miteinander geologisch verbunden sind, so daß eine weiter ins Detail gehende Gliederung unmöglich erscheint, zeigen das Sara-urcu-Gebiet, die Cordillera de Píllaro, de Llanganates, das Fußgebirge des Tunguragua und andere Beispiele mehr. Quarzitschiefer, Ottrelithschiefer und Muscovit- und Gneissglimmerschiefer treten im Grundgebirge des Cayambe, des Sara-urcu, in der Cordillera de Píllaro, in den Llanganates u. s. w. dicht vergesellschaftet auf, z. T. aber auch in enger Verknüpfung mit der Grünschieferformation. Es gehören demnach alle diese genannten Gesteine dem dritten Stadium stärkster Umwandlung an.

Auch die Muscovitgneisse gehören hierher, denn es finden sich in ihnen Grünschiefer, und zwar höher kristallin entwickelte, als Einlagerungen, so am Cubillan, in den Valle-vicioso-Bergen.

Die nachfolgende Tabelle mag einen Überblick über die genetischen Beziehungen der kristallinen Sedimentformation gewähren.

Übersicht über die kristalline Sedimentformation der Ost-Cordillere.

Diabas Diabastuff Diabasporphyrit	Arkosesandstein	Sandstein mit viel Feldspat	Sandstein	Kohliger Sandstein	Mergeliger Sandstein	Sandstein mit tonigem Bindemittel	Toniger Sandstein mit dolomitisch-mergeliger Beimengung	Sandige Tone	Kohlige Sandsteine mit tonigem Bindemittel	Kohlige Tone	Tone
I. Stadium. Schiefriger Diabas, Schalstein und Schalsteinschiefer, Uralitporphyrit, schiefrige Diabasporphyrite											Tonschiefer
II. Stadium. Grünschiefer	Phyllitgneiss		Quarzite und Quarzitschiefer	Graphitquarzit		Phyllit	Phyllit	Phyllit	Ottrelithschiefer	Graphitphyllite	Phyllite vom Tonschieferhabitus Phyllite vom Glimmerschieferhabitus
III. Stadium. Chloritamphibolite, Chloritstrahlstein-Grünschiefer, z. T. körnige, und schiefriger Chloritamphibolite, Strahlsteinschiefer, Strahlsteinalbitschiefer	Muscovitpsammitgneiss	Feldspatreicher Muscovitglimmerschiefer, Gneissglimmerschiefer	Quarzitschiefer	Graphitquarzitschiefer	Epidotalbitgneiss	Chloritalbitgneiss	Chloritbiotitalbitgneiss, epidotreich	Chloritalbitgneiss	Ottrelithschiefer	Ottrelithschiefer	Muscovitglimmerschiefer

Diese Einteilung der Gesteine nach der Intensität des Umwandlungsvorganges entspricht durchaus nicht notwendigerweise der Gliederung einer Formation nach ihrem geologischen Alter in der vertikalen Aufeinanderfolge.

Es ist sehr wohl denkbar, daß an einzelnen Orten geologisch jüngere Horizonte höher kristallin entwickelt sind als ältere.

An einen Versuch der vertikalen Gliederung dieser kristallinen Sedimentformation ist natürlich bei dem gänzlichen Fehlen tektonischer Kenntnisse nicht zu denken.

Wenn es überhaupt möglich ist, aus dem petrographischen Habitus Schlüsse auf das geologische Alter mit einiger Zuverlässigkeit zu ziehen, so läßt sich nur das eine mit ziemlicher Sicherheit erkennen, daß die kristallinen Gesteine der Ost-Cordillere mit archäischen Gneissen, Glimmerschiefern und Phylliten wenig Ähnlichkeit haben, analoge Beziehungen sich dagegen mit kristallinen Schiefern etwas jüngeren geologischen Alters aus verschiedenen Gegenden nachweisen lassen.

Zum Vergleich lassen sich zunächst heranziehen die Phyllite und Ottrelithschiefer der Ardennen,[1]) denen z. T. ein cambrisches und noch jüngeres Alter zukommt.

Besonders groß ist die Ähnlichkeit mit den Gesteinen des Taunusgebiets, auf die wiederholt bei Gelegenheit der Beschreibung der umgewandelten Diabasgesteine hingewiesen ist.

Das Vorherrschen von Sericitalbitgesteinen in beiden Gebieten fordert zum Vergleich auf. Das kristalline Taunusgebiet wird teils für Cambrium, teils für Unterdevon angesehen.[2])

Vergleichbar sind ferner die Graphit- und Chloritoidschiefer der Würmalp bei Kaisersberg in Steiermark, die Albitgneisse des Palten und oberen Ennstales, die alle, nach von Foullon,[3]) unterkarbonisches Alter besitzen. Auf diese Analogien ist bei der Besprechung der Ottrelithschiefer bereits hingewiesen.

Auf die Ähnlichkeit der hier beschriebenen Gesteine mit den Bündner Schiefern[4])

---

[1]) A. F. Renard: Bull. du Musée v. d'histoire naturelle de Belgique II. 1883. S. 127; und ibidem III. 1884. S. 231.

[2]) Vergl. die Literaturzusammenstellung in F. Zirkel: „Lehrbuch der Petrographie". 1894. III. S. 318 u. 319.

[3]) H. von Foullon: „Über die petrographische Beschaffenheit der kristallinischen Schiefer der unterkarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und kristalliner Schiefer aus dem Palten und oberen Ennstal in Obersteiermark". Jahrbuch der geol. Reichsanst. XXXIII. 1883. S. 207.

[4]) C. Schmidt: „Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1:100000 auftretenden Gesteine". (Anhang zur XXXV. Lieferung d. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz.) VI. 1891. S. 39—61.

und Gesteinen des Gotthard ist auch bereits aufmerksam gemacht worden. Dieselben sind nach C. Schmidt z. T. jurassischen Alters.

Es lassen sich entsprechende kristalline Gesteine noch aus anderen Gegenden namhaft machen.

Demnach geht aus der petrographischen Beschaffenheit der kristallinen Gesteine der Ost-Cordillere hervor, daß dieselben durch Gebirgsdruck in verschiedenem Grade umgewandelte jüngere, nicht archäische, kristalline Gesteine sind, denen eine vorzugsweise aus Sandsteinen und Tonen mit dazwischen eingelagerten Diabasgesteinen sich aufbauende Sedimentformation zugrunde liegt.

Auf das geologische Alter soll im geologischen Teil näher eingegangen werden.

9. Die Granit- und Diorit- resp. Tonalit-Massive der Ost-Cordillere.

Innerhalb der Ost-Cordillere treten ausgedehnte Granit- und Dioritmassive auf, welche jünger als die Tonschiefer sind, auf die sie Kontaktwirkung ausgeübt haben. Von den Faltungsvorgängen sind sie zum Teil wenigstens mitbetroffen worden.

Näher bekannt sind zwei größere Massive, das Llanganates- und das Alao-Massiv.

Das erstere der beiden ist vom Druck stärker alteriert worden. Seine Gesteine sind in dem Kapitel Granitgneisse bereits behandelt worden. Fast ganz verschont dagegen ist das Alao-Massiv. Die Spuren dynamometamorpher Einwirkung beschränken sich hier auf die östlichsten Teile.

Das Alao-Massiv.

Das Alao-Massiv besteht aus einem eigenartigen weißen, mittel- bis grobkörnigen Tiefengestein von durchaus granitischem Habitus. Es nimmt eine mittlere Stellung zwischen Hornblendegranitit und Quarzglimmerdiorit[1]) ein. Der herrschende Feldspat ist ein Oligoklas oder Andesin; Orthoklas tritt meist hinter dem Plagioklas sehr zurück und spielt in den häufigsten Fällen nur die Rolle eines accessorischen

[1]) A. Klautzsch: „Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay“. 1898. In W. Reiss und Stübel: „Das Hochgebirge von Ecuador“ I.

Gemengteiles, fehlt jedoch fast nirgends. Quarz und Biotit sind die anderen Hauptkomponenten.

Accessorische grüne Hornblende ist fast immer vorhanden. Dieser normale Typus nähert sich dem Gabbro, indem ein diallagartiger Pyroxen und auch Hypersthen, ja selbst Olivin accessorisch hinzutreten. Bemerkenswert ist, daß selbst die gabbroiden Typen Orthoklas führen.

Diese granitähnlichen, Hornblende führenden Quarzglimmerdiorite haben in mancher Beziehung große Ähnlichkeit mit den Tonaliten Südtirols.

Die Feldspate sind Oligoklase und Andesine mit ausgezeichneter Zonarstruktur.

Der Oligoklas ließ auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ Schiefen von $+ 1^\circ 45'$, $+ 3^\circ 45'$, $+ 4^\circ 45'$, $+ 8^\circ$ beobachten.

Ein zonar aufgebauter Kristall zeigte auf derselben Fläche einen Wechsel der Schiefe von $+ 6^\circ 50'$, $+ 7^\circ$, $+ 8^\circ$, $+ 15^\circ 30'$ mit einer Rekurrenz am äußersten Rand von $+ 2^\circ$. Mit Quarzschnitten $\parallel c$ in Kreuzstellung verglichen zeigte er die Reliefunterschiede $\omega = \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$. Oligoklas-Andesine mit $- 4^\circ$ auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ und Andesine mit Schiefen von $- 10$ bis $- 11\frac{1}{2}^\circ$ auf derselben Fläche sind ebenso häufig. Beim Andesin betrug die Neigung der Periklinlamellen zur Spur von $P = - 40'$. Mit Quarz $\parallel c$ verglichen ergaben sich die Reliefunterschiede $\omega < \alpha$, $\varepsilon > \gamma$ in Parallelstellung.

Der Orthoklas, meist in einfachen Individuen, seltener in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz, zeigt auf M und $\perp$ c eine Schiefe von $+ 5^\circ$. Albitschnüre und Äderchen durchschwärmen ihn nicht selten. Der Orthoklas tritt gern mit Quarz schriftgranitisch verwachsen oder als Ausfüllmasse der Zwischenräume zwischen den Plagioklasen und Quarzen auf.

Der Quarz ist der gewöhnliche Granitquarz.

Der Magnesiaglimmer, ein Biotit, zeigt frisch den starken Pleochroismus zwischen dunkelbraunen und strohgelben Tönen. Die atmosphärilische Verwitterung bleicht ihn aus und verwandelt ihn in Chlorit.

Die Hornblende ist die grüne Hornblende der Granite und Diorite, sie tritt in einfachen Kristallen und Zwillingen nach $\infty P \bar{\infty} (100)$ auf. Sie ist nicht selten gesetzmäßig mit einem lichtgrünlichen Augit verwachsen, derart, daß sie den Augit mantelartig umrandet.

In den gabbroiden Typen läßt der Pyroxen die Diallagabsonderung nach $\infty P \bar{\infty} (100)$ und eine solche nach $\infty P \breve{\infty} (010)$ erkennen. Hier stellt sich ferner ein rhombischer Pyroxen mit merklichem Pleochroismus ein — in Querschnitten steht die zweite positive Mittellinie normal $\dot{-}$, es ist also ein Hypersthen. Accessorisch findet man außerdem Olivin mit den Anfängen der Serpentinumwandlung.

Sehr groß ist die Zahl der accessorischen Gemengteile; es wurden beobachtet: Zirkon, Apatit, Titanit, Turmalin, Magnetit, Eisenkies und Titaneisen.

Was die Ausscheidungsfolge der Bestandteile betrifft, so gibt der Hornblende-Quarzglimmerdiorit zwischen Pungalá und Puente de Licto folgenden Aufschluß.

In ihm treten die farbigen Bestandteile wie Biotit, Hornblende und Augit gern nesterweise zusammen auf. Sie sind, abgesehen von den accessorischen Bestandteilen, die ersten Ausscheidungen. Von diesen drei Bestandteilen ist der Biotit zuerst auskristallisiert. Er findet sich in der Hornblende und im Feldspat als Einschluß. Von den Metasilikaten ist der Pyroxen älter als die Hornblende, denn letztere umrahmt ihn. Die Ausscheidung der farblosen Bestandteile begann mit dem Andesin. Der Feldspat muß sich frei im Magma schwimmend gebildet haben, denn Mischungszonen verraten die Kristallbegrenzung durch die Flächen P, x, y und T, während die äußeren Umrisse ihrer Gestalt nach durch die übrigen Komponenten bedingt werden. Der Quarz ist dem Orthoklas gegenüber idiomorph; er zeigt ferner Spuren magmatischer Corrosion, so daß der Orthoklas den Kristallisationsrest darstellt. Orthoklas und Quarz können aber auch gleichaltrig sein, was die pegmatitischen Verwachsungen beweisen.

Schlieren hornblendedioritischer Zusammensetzung kommen in diesen Gesteinen nicht selten vor. Sie bestehen aus leistenförmig entwickeltem Plagioklas, grüner Hornblende und Biotit.

Diese oben beschriebenen Gesteine bauen das Alao-Massiv auf. Der Rio Cebadas hat dasselbe durchschnitten und ein gutes Profil freigelegt. Desgleichen hat der rechte Nebenfluß, der Alao, sein Bett tief in den Diorit hineingenagt.

Der Kern der Alao-Cordillere besteht aus diesen Dioriten. Das Massiv erstreckt sich zu beiden Seiten des Cebadastales vom Cubillin ab südwärts durch die Alao- und Cebadas-Zhasquin-Cordillere und läßt sich fast bis auf die Höhe des Passes von Mácas verfolgen, während der Diorit auf der linken Seite des Flusses bereits früher unter die Decke jüngerer Quarzporphyre und Augitporphyrite untertaucht.

Ein normaler heller Hornblende-Quarzglimmerdiorit von gröberem Korn ist das Gestein von der rechten Seite des Alaotales, z. B. N. S. de la Peña, Abstieg von Pungalá nach Puente de Licto, 2781 m. Das Gestein führt Augit und ist durch einen etwas höheren Orthoklasgehalt ausgezeichnet.

In diesen Teilen des Gebirges machen vereinzelte Spuren des Gebirgsdruckes sich schon geltend.

Auf der linken Seite des Tales oberhalb Maguazo herrscht das gleiche Gestein, wenn auch etwas weniger orthoklasführend und pyroxenfrei. Derselbe Diorit taucht in Azatapungu im Osten noch einmal aus der Grünschieferformation hervor.

Die östlichen Ausläufer der Cerros de Yaruquíes treten auf der linken Seite an den Fluß heran und fallen im Tunchi del Falconi, 2705 m, steil in das Cebadastal ab. Auch hier ist der Charakter des Gesteins derselbe wie auf der anderen Seite. Am Cerro de Licto treten in dem bräunlichen, unfrischen Diorit weißlichgraue Aplitgänge auf.

Augit- und orthoklasführende Quarzglimmerdiorit-Gerölle führt der Rio Cebadas in reichlicher Menge. Andere Gerölle desselben Flusses bei Ichubamba, 3097 m, zeigen den gabbroiden Typus mit Diallag, Hypersthen und Olivin in geringen Mengen: dieselben sind hornblendefrei, führen aber Orthoklas. Es sind dieselben Typen, die auch zwischen Alao und Pungalá anstehen.

Oberhalb Ichubamba vor der Mündung des Rio Colay finden sich wieder die Hornblendequarzglimmerdiorite, in normaler Ausbildung orthoklas- und augitführend. Diese Gesteine müssen sich viel weiter nach Osten ausdehnen, denn man findet dieselben noch jenseits der Wasserscheide als Geröll des Rio Paira bei Suña.

Im Bereich des Alao-Massivs treten Ganggranite auf, ohne daß irgend welcher Zusammenhang mit demselben nachzuweisen wäre. So stellt ein Geröll aus der Cebadas-Zhasquin-Cordillere zwischen Ichañag und Cebadas ein brauner, ziemlich grobkörniger Zweiglimmergranit dar. Quarz, durch reichliche Interpositionen wie bestäubt erscheinend, Orthoklas in einfachen und Zwillingskristallen nach dem Karlsbader Gesetz, sehr viel Plagioklas, Biotit, lichter Muscovit setzen neben accessorischem Apatit, Turmalin und Erz das Gestein zusammen.

In der Quebrada Combuenes, Cerros de Yaruquíes, ragt gangartig aus dem umgebenden Gestein ein feinkörniger, gelblicher Muscovitgranit hervor. Quarz, Orthoklas, spärlich Plagioklas und Muscovit sind die Gemengteile. Durch das Hervortreten einzelner dieser Bestandteile bilden sich Anklänge an eine Porphyrstruktur heraus:

a. Der Tonschiefer-Kontakt des Alao-Massivs.

Die Kontaktwirkungen des Granits resp. Diorits auf den umhüllenden Tonschiefermantel äußern sich in folgender Weise:

Die äußersten Teile des Massivs scheinen orthoklasreicher zu sein, eine Beobachtung, die am Tonalit[1])[2]) Osttirols gleichfalls gemacht worden ist. Die Granite resp. Diorite sind zunächst endomorph verändert. Die makroskopisch hellen Gesteine sind mit schwarzen Äderchen und Butzen von eingeschmolzenem Tonschiefermaterial durchschwärmt. U. d. M.

[1]) H. Rosenbusch: „Mikroskop. Physiogr." II. 1896. S. 235.

[2]) Fr. Becke: „Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner". Tschermaks min.-petr. Mitt. N. F. 1892. XIII. S. 383.

zeigen sämtliche Bestandteile Spuren starker Zertrümmerung, größere Granitbestandteile sind randlich abgebröckelt und liegen in einem feinkörnigeren Caement von Feldspat- und Quarz-Zerreibsel. Die eingeschmolzene Tonschiefersubstanz verrät sich durch Tonschüppchen, graphitischen Kohlenstoff und Biotit in der lappigen, feinschuppigen Ausbildung der Kontakthornfelse.

Feine, bis einen halben Zentimeter mächtige, oft sich kreuzende Gangsysteme, die mit nachdringendem Granitmaterial ausgefüllt sind, durchschwärmen das Gestein, oder aber das Gestein ist derartig mit Tonschiefer durchtränkt, daß es eine dunklere Färbung erhält. Alle diese Erscheinungen lassen sich an Geröllen des Rio Cebadas bei Ichubamba studieren.

Anstehenden Schieferkontakt findet man zwischen Ichubamba und der Mündung des Rio Colay. Der Granit ist in die Schichtfugen des Schiefers eingedrungen und hat den Tonschiefer in Hornfels umgewandelt.

Vielleicht auch aus dem Alao-Massiv stammt ein Geröll des Rio Avenico nahe seiner Vereinigung mit dem Paira. Es ist ein Kontaktstück zwischen Granit und Grünschiefer. Das dichte braune und grüngraue Gestein ist reich an großen weißen Feldspaten, die dem Granit entstammen. Es führt ferner bronzefarbigen Magnetkies. U. d. M. bestehen einzelne Partieen aus lappigem Kontaktfels-Biotit, während dünnnadelige, uralitische Hornblende, Augit und Albit dem Grünschiefer angehören. Der eingeschmolzene Feldspat ist teils Orthoklas, teils Plagioklas.

Bei dieser Gelegenheit sei endlich noch ein Kontaktgneiss, der mit dem Alao-Massiv aber in keinerlei Beziehungen steht, erwähnt. Das Gestein stammt aus der Quebrada San Joaquin, rechts von der Quebrada Chulcupaillana, gegenüber der Südseite des Antisana. Es ist ein grauer, dünnflaseriger Gneiss. Die Flaserkerne bestehen aus körnigem Quarz und Orthoklas, die Flasermäntel aus kohlenstoffführendem, phyllitischem Material; zuweilen beobachtet man Anhäufungen von dem für Kontaktgebilde eigenen Biotit. Näheres über das Auftreten des Gesteins sowie das Vorhandensein von Tiefengesteinen in dieser Gegend ist nicht bekannt, so muß auf eine weitere Deutung dieses Gesteines verzichtet werden.

b. Einwirkung des Gebirgsdruckes auf das Alao-Massiv.

Es ist eingangs bereits darauf hingewiesen worden, daß die Einwirkungen des Gebirgsdruckes auf das Alao-Massiv außerordentlich schwache sind und in den östlichen Teilen besser zutage treten. Derartige Granit- resp. Dioritgneisse zwischen Hacienda Alao und Magnazo sind bereits beschrieben worden.

In diese Kategorie von Gesteinen gehört ein grüner Saussuritgabbro auf dem Wege von Alao nach Pungalá. Das Gestein besteht aus einem Pyroxen mit der Diallagabsonderung nach $\infty P \bar{\infty} (100)$ und mit einer solchen nach $\infty P \breve{\infty} (010)$. Dieser Diallag verrät noch keinerlei Spuren irgendwelcher Beeinflussung durch den Gebirgsdruck. Außerdem findet sich Olivin mit Spuren von Serpentinumwandlung. Die Feldspate sind trüb, erscheinen aufgequollen und sind saussuritisiert. Der Saussurit wirkt nur wenig auf das polarisierte Licht ein und besteht wohl nur aus Zoisit. Titaneisen ist vollständig in Leukoxen umgewandelt.

Es sind die oben bereits beschriebenen Saussuritamphibolite die stärker umgewandelten Glieder ebenderselben Gesteine, und es ist sehr wahrscheinlich, daß sie gleichfalls dem Alao-Massiv angehören dürften, in dessen Bereich sie vorzugsweise verbreitet erscheinen.

c. *Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Alao-Massivs.*

Es liegt nur ein dichtes, grünes, lamprophyrisches Ganggestein vor, welches im Saussuritamphibolit am Yanarumi an der Colay cochca auf der Paßhöhe von Mácas aufsetzt. Schlanke, lichte, bräunlichgrüne Hornblendesäulchen bilden die Hauptkomponente des Gesteins; die Zwischenräume erfüllt Feldspat, der trübe und aufgequollen erscheint. Das Ganggestein ist demnach demselben Saussuritisierungsvorgang unterworfen gewesen wie der Gabbro; Epidot und Quarz, der offenbar ein Fremdling im Gestein ist, sind außerdem zu nennen. Die Salbänder des Ganggesteins sind dicht und glasig entwickelt.

Dies lamprophyrische Ganggestein ist ein Odinit, an dem sich Spuren der dynamometamorphen Umwandlung ebenso wie bei dem Gabbro, in dem er aufsetzt, geltend machen.

10. Gabbrogesteine.

Helle, fein- bis mittelkörnige Gabbrogesteine sind noch von einigen anderen Punkten bekannt. Sie lassen makroskopisch Plagioklas, Glimmer und die grünen, serpentinartigen Zersetzungsprodukte des Diallags erkennen.

U. d. M. ist die Struktur echt gabbroid. Die Kalknatronfeldspate sind tafelig nach M und breitleistenförmig nach P entwickelt, sie sind basischer Natur; es wurden folgende Schiefen beobachtet:

Auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ — 13° 30′, — 15°, $\perp$ a 68° 15′ = Andesin,
$M = \infty P \breve{\infty} (010)$ — 30° = Bytownit, $\perp$ c 22° = Labrador,
$\perp$ c 42° = Bytownit.

Mit Quarz $\parallel c$ verglichen, sind die Reliefunterschiede $o < \gamma'$, $e < \alpha'$ in Parallelstellung = Labrador oder Bytownit.

Beim Diallag ist in Querschnitten außer der Spaltbarkeit nach $\infty P\ (110)$ auch die Diallagabsonderung nach $\infty P \bar{\infty}\ (100)$, sowie eine solche nach $\infty P \breve{\infty}\ (010)$ deutlich wahrnehmbar.

Der Pleochroismus wechselt in Längsschnitten zwischen gelblichbraunen und braunen Tönen. In Schnitten $\parallel c$ ist das Mineral faserig. Meistens ist seine Umwandlung in serpentinartige Zersetzungsprodukte und Carbonate schon recht vorgeschritten. Begleitet wird der Diallag gelegentlich von einem rhombischen Pyroxen, der, seinem kräftigen Pleochroismus zwischen bräunlichen und gelblichen Tönen nach zu urteilen, dem Hypersthen angehört. Querschnitte sind senkrecht zu der positiven Mittellinie.

Der Biotit ist wie gewöhnlich dunkelbraun und lichtgelb, wird aber nicht selten mit fuchsroten Tönen durchsichtig.

In den Zwischenräumen klemmt sich vielfach ein granophyrisches Quarz-Feldspat-Aggregat ein. Der Feldspat dieser schriftgranitischen Verzahnung ist sauer; sein Relief ist, mit Quarz $\parallel c$ in Parallelstellung verglichen, $o > \gamma'$, $e > \alpha'$, also ist er ein Albit-Oligoklas.

Der accessorische Olivin hebt sich durch seine etwas lebhafteren Interferenzfarben und Serpentinmaschen von dem Pyroxen leicht ab. Er ist stellenweise frisch, zeigt z. T. bereits vorgeschrittene Serpentinisierung. Dieser Vorgang ist mit Erzausscheidung verknüpft. Der Serpentin bildet schmutziggrüne, faserige Aggregate von optisch positivem Charakter der Doppelbrechung.

Accessorisch treten in diesem Gabbro recht große Apatitkristalle, Zirkon, Titaneisen mit Leukoxenumwandlung und Magnetit vor. Sekundärer Entstehung sind Epidot, Serpentin, Carbonate.

Die olivinführenden Gabbros haben die pegmatitischen Quarz-Feldspat-Verzahnungen nicht. Olivinführende und olivinfreie Gabbros stehen an der nördlichen Umwallung bei Plazabamba am Altar an oder finden sich dort als Blöcke; möglicherweise gehört auch dieses Vorkommen noch zum Alao-Massiv.

Gleichfalls quarzführend ist ein heller, mittelkörniger Gabbro oberhalb Sayansí an der Carretera nach Guayaquil (West-Cordillere).

Ein grauer Olivingabbro, der sich im Inneren der Caldera del Rumiñahui[1]) am Llano de Tiliche in Blöcken inmitten junger Basalte und Pyroxenandesite fand, ist entweder von diesen aus der Tiefe heraufgeholt oder nur eine körnige Ausscheidung der Laven.

---

[1]) A. Young: „Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere, der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge". Inaug.-Dissert. Berlin 1902. S. 239 u. 240; und Reiss u. Stübel: „Das Hochgebirge der Republik Ecuador". II. S. 61, 65.

11. Diabase.

In der Cebadas-Cordillere stehen auf der rechten Seite des Cebadastales zwischen Ichubamba und der Mündung des Rio Colay mittelkörnige, dunkelgrüne Quarzdiabase an.

Über das geologische Auftreten dieses ganz vereinzelten Vorkommens ist nichts weiter bekannt.

Der breitleistenförmig entwickelte Feldspat ist ein basischer Kalknatronfeldspat, Labrador-Bytownit und Bytownit, mit einer Schiefe von 31° ⊥ c und einem Lichtbrechungsvermögen, mit Quarz ‖ c in Kreuz- und Parallelstellung verglichen, von $o < \alpha'$, $e = \gamma'$ und $o < \gamma'$, $e < \alpha'$.

Der Augit zeigt Absonderungen nach $\infty P \infty$ (100) und $\infty P \breve{\infty}$ (010), ist also dem Diallag nahestehend. Rhombischer Pyroxen begleitet ihn und ist häufig mit ihm gesetzmäßig verwachsen. Er leistet der atmosphärilischen Verwitterung viel weniger Widerstand und ist bereits vollständig zu bastitartigen Zersetzungsprodukten umgewandelt, wo die augitische Hälfte noch vollkommen frisch ist. Der Quarz erfüllt die Zwischenräume zwischen den leistenförmig entwickelten Plagioklasen und Augiten und ist meist mit dem Feldspat pegmatitisch verwachsen.

Zirkon, große Apatite und Titaneisen sind häufige accessorische Bestandteile.

Sekundäre Bildungen durch Verwitterungen sind bastit- resp. serpentinartige Substanzen, Chlorit, Carbonate und Epidot.

Die Struktur ist grobdiabasischkörnig.

B. Sedimente und Eruptivgesteine der Kreideformation.

Die Kreideformation schaltet sich zwischen der kristallinen Cordillere und den gewaltigen jungen Eruptivmassen ein. Sie ist nach Wolf[1]) und Reiss[2]) analog der Kreideformation in Colombia entwickelt und tritt entweder als bituminöse Kalksteine oder

[1]) Th. Wolf: „Geografia y Geologia del Ecuador". 1892. S. 244-257, auch S. 240. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1875. XXVII. S. 289-290.

[2]) W. Reiss: Ecuador 1870-1874. Heft I. „Die vulkanischen Gebirge der Ost-Cordillere vom Pambamarca bis zum Antisana". 1901. S. 40 u. 41; auch Zeitschrift d. deutsch. geol Gesellsch. 1875. 27. S. 286-287.

Sandsteine auf. Ihr gehören die älteren, basischen und sauren Eruptivgesteine, die insbesondere in der West-Cordillere die Unterlage der jungen Eruptivgesteine bilden, an.

Im Bereiche der eigentlichen Ost-Cordillere findet sich die kalkige Entwicklung dieser Formation. Reiss rechnet die eigenartigen, horizontal liegenden Gipfelgesteine des Cerro hermoso ihr zu, weil sie in ihrem petrographischen Habitus an ähnliche Gesteine der colombianischen Kreideformation erinnern.

In der Provinz Azuay dagegen erfüllt den Raum zwischen den Eruptivgebilden der Kreideformation, die von A. Klautzsch[1]) beschrieben worden sind, und den kristallinen Schiefern eine mächtige Sandsteinformation, die aber bereits stark erodiert ist. Die Schichten stehen steil und streichen in N.—S.-Richtung.

Die Frage, ob die beiden verschiedenen Kreideformationen gleichaltrig und nur Faciesentwicklungen sind oder ob sie verschiedenaltrige Horizonte darstellen, kann nach dem augenblicklichen Stand unserer geologischen Kenntnisse des Landes und dem fast vollständigen Fehlen von Leitfossilien noch nicht beantwortet werden.

Die Kreideeruptivgesteinsdecken sind jedenfalls jünger als die Sandsteine vom Azuay. Die Altersabgrenzung nach oben läßt sich nicht scharf ziehen. Die Eruptionen mögen bis in die Tertiärzeit hineingedauert haben.

Nun schließt Th. Wolf[2]) aus der Tatsache, daß in den tertiären Schichten auf dem Westfuß der West-Cordillere vulkanische Gesteine vollständig fehlen und erst in den oberen Teilen des Diluviums auftreten, daß die Epoche jüngster, intensiver vulkanischer Tätigkeit erst mit dieser ganz jungen Periode beginnt. Es muß demnach während der Tertiärzeit eine Zeit relativer Ruhe bestanden haben. Immerhin unterscheiden sich die Laven der Fußgebirge der großen Vulkane in ihrem petrographischen Habitus in den meisten Fällen so wenig von den älteren Eruptivgesteinen, daß man glauben sollte, eine ununterbrochene Reihe verknüpfe die mesozoischen Eruptivgebilde mit den jüngeren Auswurfsmassen der großen Vulkane.

1. Sedimente der Kreideformation.

a. Bituminöse Kalkschiefer.

Die oben bereits erwähnten horizontal gelagerten, bituminösen Kalkschiefer krönen den Gipfel des Cerro hermoso de los Llanganates. Es sind schwarze, deutlich

[1]) A. Klautzsch: „Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay". In W. Reiss u. A. Stübel: „Das Hochgebirge von Ecuador". I.

[2]) Th. Wolf: „Geografia y Geologia del Ecuador". 1892. S. 371.

schiefrige oder stenglige Gesteine, die hauptsächlich aus kohlensaurem Kalk mit etwas dolomitischen Beimengungen, wie der Gehalt an Magnesia beweist, bestehen. Reichlicher Kohlenstoff färbt das Gestein dunkel. Quarz ist in geringer Menge beigemengt.

Ähnliche schwarze Kalke stehen im Südfußgebirge der Llanganates am Rio Topo, nahe seiner Mündung in den Rio Pastaza, in 1196 m Höhe, an. Ihre Zugehörigkeit zur Kreideformation wurde von Th. Wolf[1]) angeführt.

b. *Sandsteine der Kreideformation.*

Zur Kreideformation gehören die dunkelbraunen Sandsteine zwischen Santa Inés und dem Rio Topo. Körner von Quarz und Kalk sowie Feldspatbrocken und Chloritschüppchen werden von einem Brauneisenbindemittel zusammengehalten.

Mächtiger sind die Sandsteine des Azuaygebiets. Die Sandsteine von Azógues sind feinkörnige, lichtgelbe Gesteine. Ein derartiger Sandstein hat auch das Baumaterial des alten Incakastells Incapirca geliefert.

Nagelflueartige Gesteine, gelbe Sandsteine mit haselnußgroßen Geröllen von Quarz, Tonschiefer und anderen Gesteinen in gelbem, sandigem Caement liegen von Guairapungu auf der rechten Seite des Rio Molobog, von Ingachungana, 3181 m, bei Incapirca vor.

Noch jüngeren Alters ist ein lichtgelblicher, poröser Kalktuff von dem oberen Salado bei Zula, Berge nördlich vom Azuay.

2. Eruptivgesteine der Kreideformation.

a. *Augitporphyrite.*

Wie in anderen Teilen Südamerikas, spielen in der Cordillere basische Eruptivgesteine, die als Decken mit den begleitenden Tuffen innerhalb der mesozoischen Formationen eingeschaltet erscheinen, in Ecuador in der Kreideformation eine große Rolle.

Der Anteil der Ost-Cordillere an dieser an Eruptivgesteinen reichen Facies der Kreideformation ist ein weit geringerer als der der West-Cordillere. Der petrographische Habitus dieser Eruptivgesteine beider Cordilleren ist der gleiche, und gehören beide wohl

[1]) Th. Wolf, l. c. S. 240.

ein und demselben Schichten- und Deckensystem an. Die cretacäischen Eruptivgesteine der West-Cordillere sind von A. Klautzsch[1]) eingehend petrographisch beschrieben und lassen sich daher zum Vergleich heranziehen.

Die Augitporphyrite der Ost-Cordillere sind teilweise reine Augitporphyrite. In dieser Gruppe bilden sich, je nachdem der Feldspat oder der Pyroxen unter den Einsprenglingen vorherrscht, verschiedene Typen aus, die sich in ersterem Falle dem sogenannten Labradorporphyrit nähern. Andere Glieder dieser Gesteinsfamilie führen Olivin in größerer Menge und bilden dann Übergänge zum Melaphyr.

Eine dritte Abteilung endlich führt Hornblende. Durch Abnahme des Pyroxens bilden sich dann Übergänge zu den Hornblendeporphyriten aus.

Mit diesen Eruptivgesteinen sind Tuffbildungen allenthalben innig verknüpft. Die meisten der vorliegenden Proben sind Flußgerölle, die Minderzahl ist vom Anstehenden geschlagen.

Die Augitporphyrite sind vorwiegend von dunkler Farbe; dunkelgrüne, graue und bräunliche Abtönungen herrschen vor. Plagioklas und Augit fallen unter den Einsprenglingen meist dem unbewaffneten Auge schon auf. Der Erhaltungszustand dieser Gesteine ist ungünstig. Der Olivin ist in den meisten Fällen fast vollständig durch Neubildungen ersetzt, vielfach auch der Augit und die Hornblende.

Zersetzungsprodukte, wie Carbonate, Serpentin und chloritische Substanzen, Epidot usw., sind ungemein verbreitet.

Der Feldspat der Einsprenglinge ist ein Plagioklas, und zwar Labrador und Bytownit in den Olivinaugitporphyriten, Andesin und Oligoklas in den Hornblendeaugitporphyriten.

Es wurden folgende Schiefen beobachtet:

In Olivinaugitporphyriten auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ — $22^\circ 46'$ = Labrador; — $33^\circ 35'$ — 42° = Bytownit bis Anorthit; auf $P = OP (001)$ — $9^\circ 15'$ = Labrador; — $11^\circ 15'$ = Lab.-Bytow.; in Hornblendeaugitporphyriten auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ + $2^\circ 40'$ = Oligoklas-Andesin; in Schnitten $\perp$ c $17^\circ 20'$ = Andesin-Labrador und endlich in Schnitten $\perp$ P und M ($\perp$ 001 und 010) + $14^\circ 25'$ = Andesin.

Der Kalknatronfeldspat einiger den sog. Labradorporphyriten sich nähernder Gesteine ist ein saurer Andesin mit Schiefen von $4^\circ 30'$ $\perp$ c und + $12^\circ 30'$ $\perp$ P und M ($\perp$ 001 und 010) und — 6° auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$.

[1]) A. Klautzsch: „Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay", in W. Reiss u. A. Stübel: „Das Hochgebirge von Ecuador". I. 1898. S. 228—294.

Der Habitus der Plagioklaseinsprenglinge ist gewöhnlich taflig nach $M = \infty P \overset{\smile}{\infty}$ (010) und gestreckt nach der $\breve{a}$-Achse.

Die Feldspate sind häufig ersetzt durch Carbonat, Kaolin oder durch ein Quarz-Epidotaggregat.

Der Olivin ist in diesen Gesteinen fast nirgends frisch anzutreffen. Nur die für ihn charakteristischen Durchschnitte verraten seine Gegenwart. Oft ist die Maschenstruktur noch deutlich erhalten. Es sind meist Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin. Der Serpentin tritt teils faserig, teils in sphärolithischen Aggregaten von optisch positivem Charakter der Doppelbrechung auf. Auch chloritische Mineralien, vermengt mit Carbonaten, erfüllen die Durchschnitte.

Der Augit zeigt sich als Einsprengling mit idiomorpher Begrenzung und den gewöhnlichen Formen. Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) lassen sich öfter beobachten. Vereinzelt nimmt der Augit einen diallagartigen Habitus an. Er zeigt dann in Längsschnitten merklichen Pleochroismus, in Querschnitten eine Absonderung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) und $\infty P \overset{\smile}{\infty}$ (010). In den meisten Fällen sind die Augite völlig umgewandelt.

Ein Aggregat von Chlorit, bisweilen vermengt mit Carbonaten, erfüllt die Durchschnitte. In den Hornblendeaugitporphyriten und sogenannten Labradorporphyriten ersetzen gern Quarz-Epidotaggregate den Pyroxen.

Auch die Hornblende ist gewöhnlich in derselben Weise wie der Augit umgewandelt. Sie wird meist von einem Resorptionsrand begleitet und steht im Begriff, sich in Augit umzuwandeln.

Die accessorischen Bestandteile sind die gewöhnlichen: Erz, Eisenkies, Magneteisen, oft in zierlichen Wachstumsformen in der Grundmasse, Titaneisen und Apatit.

Die Grundmasse ist, soweit die leichte Verwitterbarkeit der Gesteine den ursprünglichen Zustand nicht verwischt hat, glasig oder holokristallin.

Diese basischen Eruptivgesteine sind zuweilen reich an rundlichen und elliptischen Mandelräumen, die mit verschiedenen Mineralneubildungen ausgefüllt sind. In einem Augitporphyritgeröll des Rio Yasipang erfüllt ein nicht näher bestimmbares zeolithisches Mineral die Mandelräume, aber auch Ausfüllungen von körnigem Quarz, Carbonat, Epidot und chloritartigen Produkten begegnet man häufig.

Das eine Hauptverbreitungsgebiet der Augitporphyrite liegt in den Cerros de Yaruquíes. Dasselbe steht mit der West-Cordillere in Verbindung und greift im Osten über das Cebadastal in die Cebadas-Zhasquin-Cordillere hinüber.

Zwischen Guamote und Yaruquíes, auf der Südwestseite dieses Gebirges, steht ein dunkelgrüner, feinkörniger, olivinführender Augitporphyrit an.

Olivin und Augit unter den Einsprenglingen sind vollkommen zu Carbonat und sphärolithischem Serpentin und Chlorit umgewandelt. Die Grundmasse besteht aus langleistenförmigen, dünnen Feldspatmikrolithen.

Zwischen Guamote und Columbe, Cerros de Yaruquies, stellen sich neben dem massigen Gestein grünlichgraue und violettbraune Tuffe ein, die zum Teil bis faustgroße, braune Bomben führen; dieselben sind Augitporphyrite mit Augit und Plagioklaseinsprenglingen.

Die Tuffe sind Kristalltuffe, Plagioklas, Augit, Olivinbruchstücke, caementiert durch feine Aschenteilchen. Die Zersetzung ist in diesen Tuffen noch weiter vorgerückt, und sind sogar die Feldspate durch Carbonate teilweise ersetzt.

Als Seitenstück zu diesen Gesteinen aus der West-Cordillere sind die von Klautzsch l. c. S. 260—264 als Melaphyre und Diabasporphyrite beschriebenen Gesteine anzuführen.

Etwas besser erhalten sind die vorliegenden Augitporphyrite aus den nordöstlichen Teilen des Gebirges. So zeigen Gerölle des Rio Pucayacu nahe der Quebrada Chalan in grünlichgrauer Grundmasse, schwarze Augit- und Plagioklaseinsprenglinge. U. d. M. zeigt der Pyroxen Diallagcharakter. Die Grundmasse ist divergentstrahlig-körnig.

Die dunkelgrünen Augitporphyrit-Gerölle des Rio Chibunga in der Riobamba-Mulde führen neben Augit Hornblende. Dieselbe zeigt einen Resorptionsrand und ist in Chlorit und Carbonat umgewandelt. Die Grundmasse ist kristallin und besteht neben Erz aus vorwiegend leistenförmigem Plagioklas.

In einem Geröll des Rio Guamote bei Sesel, 2900 m, herrscht die Hornblende über den Augit. Es ist ein grüngraues, feinkörniges Gestein mit porzellanartigen, trüben Feldspateinsprenglingen.

Hornblendeaugitporphyrit-Gerölle von dunkler Farbe und zersetzte tuffartige Gebilde kommen im Rio Chibunga in der Riobamba-Mulde vor.

Reich an diesen Augitporphyriten ist die Cebadas-Zhasquin-Cordillere, wenn auch anstehendes Gestein nur spärlich bekannt ist.

In der Nähe von Atillo, 3452 m, auf der rechten Seite des Cebadastales finden sich Schutthalden von Augitporphyriten, die von den Felsen des Campanaurcu und Cerro Picto herabgestürzt sind

Es sind das dieselben olivinführenden Augitporphyrite, grünlichgraue und dunkle Gesteine mit Plagioklaseinsprenglingen und völlig zersetztem Olivin und Augit.

Reichlich treten Augitporphyrite in den Geröllen des Cebadas auf, so bei Ichubamba, zwischen Cebadas und Ichañag oder im Rio Yasipang bei Hato Yasipang.

Die Gerölle sind entweder Olivinaugitporphyrite, bisweilen hornblendeführend, mit weißen Plagioklaseinsprenglingen in rötlicher bis dunkelgrauer Grundmasse oder sogenannte Labradorporphyrite mit Plagioklaseinsprenglingen in lichtgrüner Grundmasse von holokristalliner Struktur. Andere Gerölle sind zersetzt und ausgebleicht.

Das zweite Verbreitungsgebiet liegt in den Bergen westlich vom Azuay und in dem Cuencabecken. Doch gehören diese Gesteine zur West-Cordillere, und sollen sie hier nur der Vollständigkeit halber aufgeführt werden.

Auch hier sind es meist nur Gerölle; vom Anstehenden liegen nur wenige Proben vor, so bei Pachabamba, 2277 m, vom Südabhang des Punay herabgestürzt, Weg Cunchi-Cañar.

Oberhalb der Hacienda Bugnac, 2000 m, steht auf der linken Seite des Rio Chanchan auf dem Wege nach Chunchi ein grauer, lichtgrüngefleckter Augitporphyrittuff an. Größere Bruchstücke von zersetztem Olivin, Augit und Plagioklas werden von feinen Aschenteilchen caementiert.

Andere anstehende Augitporphyrite liegen nicht vor.

Die Augitporphyrit-Gerölle der Flüsse des Cuencabeckens wie des Chanchan, der Quebrada Zula, des Chibu bei Puente de los Andes, 3046 m, sind dunkelbräunliche und grüne Augitporphyrite. Sie sind ziemlich körnig, und treten die Einsprenglinge nicht sehr hervor. Plagioklase und Augite fallen neben zersetztem Olivin ins Auge.

Epidotreiche, violettgraue Blöcke an der Carretra nach Guayaquil, oberhalb Sayausí im Cuencabecken, sind sog. Labradorporphyrite mit Plagioklaseinsprenglingen in pilotaxitischer Grundmasse. Dieselben gehören der West-Cordillere an.

Die innige Verknüpfung massiger Eruptivgesteine mit Tuffen läßt den Schluß ziehen, daß die Augitporphyritergüsse unter Meeresbedeckung erfolgt sind. Sie bilden ein Gegenstück zu den mesozoischen, basischen Eruptivgesteinsdecken der chilenischen Anden,[1–3] die sich unter gleichen Verhältnissen gebildet und vollkommen gleiche Gesteine geliefert haben.

b. Quarzporphyre.

Zusammen mit den Augitporphyritergüssen treten in allen aufgeführten Gebieten Quarzporphyre mit Tuffbildungen auf.

---

[1]) G. Steinmann: „Reisenotizen aus Chile“. N. Jahrb. f. Min. 1884. I. S. 198.

[2]) W. Moericke: „Geol.-petrog. Studien in den Anden“. Sitz.-Ber. Kgl. preuß. Akad. Wiss. Berlin 1896. S. 1165.

[3]) F. von Wolff. „Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles“. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 51. 1899. S. 478—481.

Diese Quarzporphyre erweisen sich in allen Fällen jünger als die Augitporphyrite. Augitporphyritbruchstücke finden sich reichlich als Einschlüsse im Porphyr oder sind in den Quarzporphyrtuff hineingearbeitet worden. Nie jedoch fanden sich umgekehrt Quarzporphyreinschlüsse im Augitporphyrit.

Der Porphyr tritt mit ungemein reicher Mannigfaltigkeit in seiner Ausbildung auf. Die Hauptmasse des Porphyrs ist felsophyrisch entwickelt, aber auch sphärolitische und vitrophyrische Ausbildungen sind häufig. Wie bei den Augitporphyriten spielen auch klastische Gebilde eine große Rolle.

1. Porphyr der Cerros de Yaruquies und der Cebadas-Zhasquin-Cordillere.

Zwischen Guamote und Columbe, 2982—3142 m, ist der herrschende Quarzporphyr ein grünlichgrauer Felsophyr mit trüben, größeren Feldspateinsprenglingen und wasserklaren Quarzen.

U. d. M. zeigt derselbe große idiomorphe Quarzeinsprenglinge in Dihexaëdergestalt, die vielfach randlich corrodiert sind und rundliche Einschlüsse von Grundmasse aufweisen. Der Orthoklas ist stark zersetzt und mit Produkten der Verwitterung, Carbonat, Tonschüppchen und Fäserchen von lichtem Kaliglimmer erfüllt. Plagioklas findet sich nur in geringen Mengen; auch der Glimmer, ein Biotit, ist meist zersetzt. Entweder ist er unter Abscheidung von Erz ausgebleicht, wobei dann der Pleochroismus schwindet, und gleichzeitig damit die Doppelbrechung und die Größe des Achsenwinkels zunimmt, oder der Glimmer geht in Chlorit über.

Die Grundmasse ist felsophyrisch gewesen; die vorgeschrittene Verwitterung hat den ursprünglichen Zustand verwischt; sie besteht jetzt aus Fetzen von Quarz und Orthoklas, vermischt mit Schüppchen und Fäserchen einer lichten, glimmerähnlichen Substanz. Das Quarz-Orthoklasaggregat zeigt die Neigung zu sphärolithischer Anordnung noch deutlich; es sind dicht aneinandergedrängte, unregelmäßige Sphärolithsektoren.

Dieser massige Felsophyr kommt zusammen mit tuffigen Gebilden vor. Eine rötlichgraue Grundmasse verkittet Quarz und größere Orthoklase. Die Schichtung der Tuffe ist undeutlich und äußert sich nur in der leichten Zerbröckelbarkeit nach dieser Fläche. Dieselben bestehen z. T. aus groben Quarz-, Feldspat- und Gesteinsbrocken, verkittet durch glasige Aschenpartikelchen. Der feine Aschentuff endlich ist purpurfarben und deutlich geschichtet.

Auf der anderen Seite des Cebadastales zwischen Atillo und Ichubamba steht ein grünlichweißer Felsophyr an und findet sich in den Blöcken, die von den Felsen von Atillo abgestürzt sind.

Der Quarz, der als Einsprengling bereits dem unbewaffneten Auge auffällt, ist gerundet und ausgebuchtet. Orthoklas, begleitet von spärlichem Plagioklas, tritt als Einsprengling in geringer Menge auf.

Die Grundmasse ist felsophyrisch, ein bräunlichgrauer Mikrofelsitschleier bedeckt das Feldspataggregat derselben.

Die Feldspatpartikelchen treten, wenn auch in unvollkommener Weise, in sphärolithischer Anordnung zusammen. Dichter, brauner, trüber Mikrofelsit tritt stellenweise zu bandartigen und sphärolithischen Gebilden zusammen und wirkt dann auf das polarisierte Licht ein und zeigt stets einen optisch positiven Charakter der Doppelbrechung.

Klastische Ausbildungsformen dieses Gesteins liegen als Gerölle im Cebadastal bei Bóquios vor. Dieselben sind sehr reich an Einschlüssen älterer Gesteine. Der verkittende Porphyr ist der grünlichweiße Felsophyr von Atillo. Die Einschlüsse sind, soweit die Umwandlung die ursprüngliche Natur nicht verdunkelt hat, entweder kristalline Gesteine oder Augitporphyrite, die insbesondere mit ihren langleistenförmigen, dünnen Plagioklasen an diabasporphyritartige Gesteine und Labradorporphyrite, wie sie dort anstehen, erinnern.

2. Porphyr der Cerros de Molobog.

Eine weit größere Mannigfaltigkeit der Ausbildungsformen zeigt der Quarzporphyr der Cerros de Molobog im Cuencabecken.

Der normale Felsophyr zwischen Cañar und Azógues ist ein dünnplattig abgesonderter Porphyr, der in einer grauen Grundmasse Quarz, Orthoklas und Biotit als Einsprenglinge aufweist. Die Proben vom Anstehenden sind nicht sehr frisch. Frischer sind Quarzporphyrgerölle des Rio Pulugay zwischen Azógues und La Victoria mit violettbrauner Grundmasse, die aus jener Gegend herrühren. Es sind jedenfalls auch unter dem Mikroskop die gleichen Gesteine. Große idiomorphe und rundlich corrodierte Quarzeinsprenglinge, welche die beiden Rhomboëder mit untergeordnetem Prisma zeigen, Orthoklas mit einer Schiefe von $+ 5^\circ 40'$ auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ und dabei gleichzeitig $\perp c$ getroffen werden von einem Plagioklas begleitet, der mit der Auslöschungsschiefe von $+ 15^\circ$ auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ dem Albit recht nahe kommt. Der frische Glimmer zeigt kräftigen Pleochroismus; es ist ein Biotit, der vielfach Einschlüsse von schlanken Zirkonsäulchen und Apatiten enthält. Magnetit und Titaneisen mit Spuren der Leukoxen-

umwandlung sind weitere accessorische Gemengteile. Die Grundmasse ist felsophyrisch, unregelmäßige Fetzen von Quarz und Feldspat werden durch einen Schleier von trübem Mikrofelsit verhüllt. Dieser Schleier verteilt sich fast gleichmäßig über die ganze Grundmasse; ist er dünn, so zeigt er eine graue Farbe, in dichteren Partieen ist er braun. Diese letzteren Partieen sind in Form von Strömen, Wolken oder Flocken in der Grundmasse verteilt oder legen sich bartförmig um Einsprenglinge herum.

Der rötlichgraue Quarzporphyr, der auf der linken Seite des Rio Biblian unterhalb Biblian ansteht, ist reich an Plagioklas. Das Gestein hat sich mit durchbrochenen Augitporphyriten angereichert, es enthält resorbierte Augite und Olivine; auch der reichliche Gehalt an Plagioklasen mag auf Veränderungen durch diesen endomorphen Kontakt zurückzuführen sein.

Auch der massige Felsophyr dieses Gebietes geht allmählich in tuffartige Gebilde über.

Die Cerros de Molobog führen auch schwarze, glänzende Pechsteine.

Die Einsprenglinge sind Orthoklase mit einer Auslöschungsschiefe von $+ 5^\circ 25'$ auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ und $\perp c$, Plagioklase mit zonarem Aufbau mit einer Auslöschungsschiefe auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ von $+ 12^\circ$ im Kern = Olig.-Albit, am Rand von $+ 5^\circ$ = Oligoklas, dazu kommt frischer Biotit. Die Grundmasse ist ein graues, strähniges Glas, reich an ausgezogenen Luftporen.

Vollkommen dichter schwarzer Obsidian mit muschligem Bruch findet sich bei der Hacienda San Pedro, Rio Molobog und Guairapungu.

In sphärolithischer Ausbildung findet sich der Porphyr in den Geröllen des Rio Matadero und zwischen Puente del Machángera und Rio Sidcay im Cuenca-Becken.

Es sind graue Gesteine, reich an Sphärolithen, die eine Größe bis zu $^1/_2$ cm Durchmesser erreichen. Die Einsprenglinge sind dieselben: Orthoklas mit einer Auslöschungsschiefe von $+ 5^\circ$ auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ und $\perp c$, ferner Plagioklas mit einer Auslöschungsschiefe von $72^\circ \perp a$, dem Albit nahestehend, Biotit, Eisenkies und Zirkon; Quarz fehlt unter den Einsprenglingen ganz. Ein sehr wechselndes Bild bietet die Grundmasse. Sie besteht aus langen Fasern und Bärten von Mikrofelsit, der optisch wirksam ist und sich von positivem Charakter der Doppelbrechung erweist. Die Mikrofelsitpartieen legen sich gern radialstrahlig um Einsprenglinge herum. Es treten auch Feldspatstrahlen von trübem, braunem Mikrofelsit zu Sphärolithen, Sphärolithsektoren und Axiolithen zusammen. Neben einem tafelförmigen, mikrofelsitisch durchtränkten Feldspatpflaster treten ähnliche, aus Quarz bestehende Gebilde auf. Der Rest der Grundmasse ist gekörnelter, schwach auf das polarisierte Licht einwirkender Mikrofelsit.

Sehr stark zersetzt sind Blöcke von Quarzporphyr oberhalb Sayausí an der Carretera nach Guayaquil. Erhalten sind nur idiomorphe Porphyrquarzeinsprenglinge; die Grundmasse ist erfüllt mit lichtem Glimmer. Das Gestein ist fast weiß mit Eisenhydratflecken.

Vielleicht ebenfalls aus dem Quarzporphyrgebiet der Cerros de Molobog stammend sind Gerölle des Rio Matadero zwischen Azuay und Cuenca, nämlich Quarzporphyrtuffe, die reich an Einschlüssen sind. Es sind das grünlichgraue oder dunkler gefärbte Gesteine. Im Schliff ist der geschichtete Aufbau deutlich zu erkennen. Das Bindemittel ist ein chloritisches, wohl delessitartiges Mineral, feine grüne Schüppchen und Fäserchen von schwacher Doppelbrechung von optisch positivem Charakter.

Die Einschlüsse entstammen gleichfalls zum Teil dem kristallinen Gebirge. Es sind Hornblendegesteine, graphitische Schiefer oder augitporphyritische Gesteine von spilitartigem Habitus und Brocken von massigem Felsophyr.

Auch bei den Quarzporphyren weist die innige Verknüpfung der massigen Decken und Tuffschichten darauf hin, daß diese Eruptionen wie die der Augitporphyrite unter Meeresbedeckung erfolgt sind. Ein Vergleich mit den chilenischen Anden[1]) läßt, was die Altersfolge der mesozoischen Eruptionen betrifft, dieselbe Tatsache erkennen, daß dort, wo zu den basischen Decken noch Quarzporphyr-Eruptionen hinzutreten, diese die jüngsten der ganzen Reihe sind.

c. *Porphyrite.*

Porphyritische Gesteine verschiedener Zusammensetzung treten sowohl auf der Ost- wie auf der Westflanke der Ost-Cordillere auf. Die Vorkommen auf der Ostseite sind isolierte, die meist gangförmig in den kristallinen Gesteinen auftreten. Die Porphyrite der Westseite treten im Bereich der eruptiven Kreideformation auf. Beide sollen getrennt behandelt werden.

1. Porphyrite der Ostflanke der Ost-Cordillere.

Von der Ostseite des Antisana-Fußgebirges beschreibt G. vom Rath[2]) Quarzhornblendeporphyrite, die Th. Wolf im Papa-llacta-Tal anstehend fand. Es sind Gesteine von lichtgrauer Farbe, die in dichter Grundmasse rundliche Körner von Quarz

[1]) F. von Wolff: „Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles". Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesell. 51. 1899. S. 489.

[2]) G. vom Rath: Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesell. 27. 1875. S. 340.

mit ausgezeichnet muschligem Bruch, sowie Plagioklase, mehrere Millimeter groß, führen. Diese merkwürdigen quarzführenden Porphyrite treten nach Th. Wolf in großer Mannigfaltigkeit am Fuße der Vulkane zwischen Gneiss- und Glimmerschiefern der niedrigeren Gebirge und den Andesiten der Hoch-Cordillere auf.

Aus dem geologischen Verband geht also nur das jüngere Alter als das der kristallinen Schiefer hervor. Unentschieden bleibt die Frage, ob sie zu der älteren Andesitformation zu rechnen seien, wie es Elich[1]) will, oder ob sie der mesozoischen Eruptionsreihe angehören. Auch der petrographische Habitus der Gesteine gibt keinen Aufschluß.

Mir liegt eine Probe eines derartigen Gesteins vor; dasselbe setzt nördlich von dem Indianerdorf Papa-llacta im kristallinen Gebirge auf, welches die Unterlage für den vulkanischen Antisana bildet. Es ist ein dichtes, schiefergraues Gestein mit Kalkspatbutzen. U. d. M. fehlen größere Einsprenglinge. Das Gestein besteht im wesentlichen aus leistenförmigem Plagioklas, Quarz und Hornblende, diese in dem Zustande der beendeten Resorption. Ursprüngliche Hornblendesubstanz ist nicht mehr vorhanden, nur die Resorptionshaufen von Augit verraten ihre frühere Anwesenheit.

Ein anderes, weiter südlich gelegenes Vorkommen ist der stark zersetzte Porphyrit der Loma Yungalí bei Urcusiqui, zwei Tagereisen von Mácas, im Rio Paira. Blöcke desselben Vorkommens zwischen Mirador und dem Pairatal sind gleich stark zersetzt.

Über das geologische Auftreten ist nichts Näheres bekannt.

2. Porphyrite der Westseite der Ost-Cordillere.

Im Bereich der Kreide-Eruptivgesteine der West-Cordillere treten vielfach porphyritische Gesteine auf, deren Eigenart A. Klautzsch[2]) mit den Worten kennzeichnet: „Nach dem mikroskopischen Befund erscheint es mir nicht angebracht, noch zwischen Gang- und Ergußgesteinen zu unterscheiden. Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach kommen sowohl Dioritporphyrite wie Quarzdioritporphyrite vor, und zwar in großer Mannigfaltigkeit. Interessant dabei ist, daß hier durchweg holokristalline Grundmassenausbildung vorliegt und so Formen erscheinen, die bisher in der Literatur nur wenig bekannt sind, da, abgesehen von den eigentlichen Diorit- resp. Quarzdioritporphyriten, bei den einzelnen Unterabteilungen meist eine Basis als Grundmassenbestandteil angegeben wird.“

[1]) E. Elich: „Die vulkanischen Gebirge der Ost-Cordillere vom Pampa-marca bis zum Antisana“. 1901. S. 92. In W. Reiss: „Ecuador 1870—1874. I“.

[2]) A. Klautzsch: „Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay“. 1898. S. 252. In W. Reiss u. A. Stübel: „Das Hochgebirge von Ecuador. II“.

Genau dieselben Gesteine treten auch auf dem Westrande der Ost-Cordillere auf. Auch hier fehlen wie dort Angaben über das geologische Auftreten fast vollständig, da meist nur Proben aus Flußgeröllen vorliegen.

Die holokristalline Entwicklung der Grundmasse scheint eher für eine gangartige Lagerung der Gesteine zu sprechen. Quarzporphyrittuffe fehlen in dem Gebiet vollständig. Die mineralogische Zusammensetzung ist verschieden. Es lassen sich, je nachdem die Gesteine Hornblende führen oder nicht, zwei Gruppen unterscheiden. Räumlich treten jedoch beide zusammen auf.

α. Hornblendefreie Porphyrite.

Diese Gesteine sind meist arm an farbigen Bestandteilen; vereinzelt findet sich Biotit, der vollkommen ausgebleicht und in stärker doppelbrechenden lichten Glimmer verwandelt ist. Neben Plagioklas ist Quarz, doch nur in der Grundmasse, vorhanden und ein nicht unbeträchtlicher Gehalt an Orthoklas.

Die Färbung dieser Gesteine ist eine lichtgrünlichgraue. Nur Plagioklase sind als Einsprenglinge makroskopisch erkennbar, namentlich wenn sie unfrisch sind. Im allgemeinen ist die Porphyrstruktur, d. h. der Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse, nicht sehr ausgeprägt, bei manchen fehlen Einsprenglinge fast ganz.

U. d. M. tritt Quarz als solcher nicht auf, sondern ist in manchen Fällen nur eine wesentliche Komponente der Grundmasse. Die Plagioklase sind saure Andesine; auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ ließ sich eine Auslöschungsschiefe von -2° beobachten. Meist sind sie durch kaolinartige Zersetzungsprodukte getrübt; auch Chlorit und Epidot sowie lichte Glimmerschüppchen haben sich in ihnen angesiedelt; den Plagioklas begleitet auch Orthoklas.

Die Grundmasse ist mikrogranitisch, sie besteht im frischen Zustande aus leistenförmigem Plagioklas und Quarz in geringerer Menge oder aber aus einem weniger leistenförmig entwickelten Orthoklas. In seinen fast quadratischen Querschnitten beobachtet man gelegentlich das Bavenoer Zwillingsgesetz; die Zwillingsgrenze verläuft dann diagonal. Meist ist dieselbe auch stark mit Zersetzungsprodukten, als: Ton, Chlorit, Epidot und lichtem Glimmer, erfüllt.

Der recht bedeutende Gehalt an diesem letzten Mineral deutet darauf hin, daß der Orthoklasgehalt in der frischen Grundmasse groß gewesen sein muß.

Als accessorische Bestandteile treten Apatit, Turmalin, mit violettbraunen Tönen und der Absorption $o > e$, und Zirkon auf. Eine reichlichere Eisenkiesführung ist meist mit einer Ausbleichung des Gesteins verbunden.

Besonders reich an Orthoklas sind Gerölle des Rio Cebadas bei Ichubamba. In der West-Cordillere führen der Rio Matadero bei Cuenca und der Rio Chanchan bei seiner Einmündung in den Rio Sucur derartige Porphyritgerölle, die letzteren sind ausgebleicht und reich an Eisenkies.

β. Hornblendeführende Porphyrite.

Auch die hornblendeführenden Porphyrite besitzen eine holokristalline Grundmasse. Der Mineralbestand ist derselbe im übrigen wie in der vorigen Gruppe. Die Farbe ist grünlichgrau. Die Grundmasse erscheint dem unbewaffneten Auge als dicht. Auch diese Gesteine sind nur als Flußgerölle bekannt.

Der Cebadas-Zhasquin-Cordillere entstammen zwei Gerölle von grünlichgrauem Hornblendeporphyrit aus dem Rio Cebadas bei Ichubamba und der Hacienda gleichen Namens.

Einsprenglinge treten makroskopisch zurück. U. d. M. sind die Plagioklaseinsprenglinge getrübt oder mit lichten Glimmerschüppchen erfüllt. Die Hornblende ist durch Carbonat und Chlorit ersetzt. Der Glimmer, der diese beiden Mineralien begleitet, ist vollkommen ausgebleicht. Große Apatite, Titaneisen, viel sekundärer Epidot und lichter Glimmer in Form feiner Schüppchen und Fäserchen sind neben Eisenkies diesen Geröllen eigen. Die Grundmasse ist ein holokristallines Quarz-Feldspat-Aggregat.

Porphyrisch durch schwarze Hornblende von 1 cm Länge ist ein Hornblendeporphyrit-Geröll des Rio Pulucuay zwischen Azógues-La Victoria, Azuay-Cuenca-Gebiet.

Einsprenglinge von Plagioklas und grüner Hornblende liegen in einer holokristallinen Grundmasse von leistenförmigem Plagioklas und Quarz. Apatit in großen Säulen mit Quergliederung, Titaneisen mit Spuren von Leukoxenumwandlung und sekundärer Epidot zeichnen das Gestein außerdem aus.

Aus dem Azuay-Gebiet stammt ein Geröll der Quebrada de Zula bei Hacienda Zula; dasselbe ist in dichter, hellgrauer Grundmasse reich an winzigen Hornblendenädelchen und führt sehr viel Eisenkies in Würfelform. In der körnigen Grundmasse liegen porphyrisch grüne Hornblende und Plagioklas, letzterer ist sehr natronreich. An Auslöschungsschiefen wurden beobachtet: auf $P = OP (001) = 0° =$ Oligoklas; $\perp c = 11° =$ Albit-Oligoklas; in Schnitten $\perp$ P u. M ($\perp$ 001 u. 010) $= 0°$ = Albit-Oligoklas. Neben diesem Plagioklas findet sich Orthoklas, der frei von Zwillingslamellen oder nur nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt ist.

Die Grundmasse besteht aus leistenförmigem Plagioklas oder mehr isometrisch entwickeltem Orthoklas ohne Zwillingslamellen. Orientierte Auslöschung ist bei den Feldspaten der Grundmasse häufig.

Andere Gerölle des Rio Chanchan, von welchen es unentschieden bleiben muß, ob sie von der Ost- oder von der West-Cordillere stammen, sind echte Dioritporphyrite, porphyrische Gesteine mit körniger Grundmasse. Die Färbung ist eine grünlichgraue. Einsprenglinge von weißem Plagioklas und schwarzer Hornblende liegen makroskopisch sichtbar in der feinkörnigen Grundmasse. Die Gesteine sind reich an Epidot und Eisenkies.

Der Feldspat ist nach $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ und $P = OP (001)$ gleichmäßig entwickelt, $\parallel \breve{a}$ gestreckt. Die begrenzenden Formen sind: $P = OP (001)$; $M = \infty P \breve{\infty} (010)$; $l = \infty P' (110)$; $T = \infty' P (1\bar{1}0)$; $y = 2, P, \bar{\infty} (\bar{2}01)$; $x = , P, \bar{\infty} (\bar{1}01)$. Es sind Kalknatronfeldspate mittlerer Basizität mit Auslöschungsschiefen auf $M = \infty P \breve{\infty} (010)$ — 10° = Andesin, — 27° 15' Labrador. Die Neigung der Periklinlamellen zur Spur von P betrug im letzteren Fall — 1°.

Die Hornblende ist gleichfalls idiomorph, sie zeigt auf $b = \infty P \breve{\infty} (010)$ eine Schiefe von $c : c = 16° 30'$. Die verschiedene Färbung ist folgende:

für Licht: ∥ b/c polarisiert, ∥ a schwingend lichtgrünlich,
∥ a/c „ ∥ b „ bräunlichgrün,
∥ b/a „ ∥ c „ tief bläulichgrün.

Schwankungen der chemischen Zusammensetzung tun sich in einem zonaren Wechsel der Färbung kund, Zwillinge nach $a = \infty P \bar{\infty} (100)$ sind häufig.

Magneteisen, Titaneisen mit Leukoxenumwandlung, gelber Epidot in größeren Kristallen und Körnern sind weitere Bestandteile.

Die Grundmasse ist durchaus holokristallin und besteht aus einem Quarz-Plagioklas-Aggregat. Der Feldspat der Grundmasse ist saurer als der der Einsprenglinge. Es ist ein Oligoklas mit einem Relief, mit Quarz $\parallel c$ verglichen, $o = \alpha'$, $e > \gamma'$ in Kreuzstellung.

Die gleichen Gesteine sind von mir als Andendioritporphyrite[1]) aus den chilenischen Anden beschrieben worden. Von diesen Gesteinen hat Moericke[2]) den Zusammenhang mit den Andendioriten am Cerro de Conchali nachgewiesen.

Die Übereinstimmung der hier beschriebenen Gerölle des Rio Chanchan mit Handstücken vom Cerro de Conchali ist sowohl makroskopisch wie mikroskopisch eine voll-

[1]) F. von Wolff: „Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles". Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 51. 1899. S. 537—538.

[2]) W. Moericke: „Das Eruptivgebiet des Cerro San Christobal bei Santiago". Tscherm. Min.-petr. Mitt. N. F. XII. 1891. S. 144.

kommene. Sie gibt vielleicht den Schlüssel zum Verständnis der eigenartigen Porphyrite mit holokristalliner Grundmasse, die bei den Gesteinen der West-Cordillere auch A. Klautzsch l. c. aufgefallen sind.

In den chilenischen Anden drangen auf der Grenze zwischen Kreide und Tertiär die Andengesteine empor, in deren Gefolgschaft sich gangförmige Granitporphyre und Dioritporphyrite befanden.

Es würden demnach diese Porphyrite der Gruppe der porphyrischen Andengesteine zuzuzählen sein, die in Ecuador weit weniger gut als in Chile aufgeschlossen sind.

Künftige geologische Untersuchungen müssen es zeigen, ob die hier angedeutete Auffassung[1]) sich bestätigen wird.

γ. Gerölle zweifelhaften geologischen Alters.

Feinkörnige, dunkle Gesteine mit erkennbarem Pyroxen und Quarz sowie Feldspateinsprenglingen finden sich als Gerölle im Rio Matadero bei Cuenca.

U. d. M. erweist sich der Plagioklas als ziemlich saurer Oligoklas mit Auslöschungsschiefen auf $M = \infty P \breve{\infty} (010) + 14^\circ 15' =$ Albit-Oligoklas; $+ 8^\circ =$ Oligoklas; $\perp c + 9^\circ =$ Albit-Oligoklas; $\perp$ M und P ($\perp$ 010 und 001) $- 13^\circ 30' =$ Albit. Das Relief des Feldspats ist, mit Quarzschnitten $\parallel c$ verglichen, in Parallelstellung $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$ = Albit-Oligoklas. Neben dem herrschenden Kalknatronfeldspat erscheint gelegentlich ein Kalifeldspat, der frei von Zwillingslamellen ist, mit einer Schiefe von $+ 5^\circ 25'$ auf $M = \infty P \grave{\infty} (010)$.

Der Quarz zeigt die Eigenschaften des Porphyrquarzes und tritt in Dihexaëderform auf.

Der Pyroxen ist teils monokliner Augit mit deutlichem Pleochroismus, teils ein Hypersthen. Vereinzelt tritt Glimmer zu diesen Bestandteilen hinzu.

An accessorischen Gemengteilen führen die Gesteine Apatit, Zirkon in Körnerform, Magnetit, Titaneisen mit Leukoxenumwandlung.

Die Grundmasse ist ein schlieriges, braunes Glas, reich an Magnetitkörnchen, oder sie ist durch braunen Mikrofelsit getrübt. Körnige Partieen wechseln mit glasig mikrofelsitischen. Die Gerölle tragen in diesem Fall Breccien-Charakter.

Der äußere petrographische Habitus gibt keinen Aufschluß darüber, ob man diese Gerölle zu den Porphyriten oder Andesiten bezw. Daciten rechnen soll.

---

[1]) Für diese Auffassung spricht eine Beobachtung von Th. Wolf, die G. vom Rath (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 27. 1875. S. 340) mitteilt, wonach ein brauner Porphyrit mit spärlichen Quarzkörnern, der den Porphyriten des Papa-llacta-Tales zur Seite zu stellen ist, den Syenit von Punin gangförmig durchsetzt

III. Geologisch-topographischer Teil.

Die im vorhergehenden Teil beschriebenen Gesteine verteilen sich geographisch von Norden nach Süden auf die im folgenden aufgeführten Fundpunkte:

1. Das Fußgebirge des Cayambe.

Südlich vom Ort Cayambe auf dem Wege nach Guachalá steht ein lichter Quarzitschiefer mit größeren Biotittäfelchen an, er ist ziemlich verwittert; ebendort finden sich Blöcke gneissähnlichen Glimmerschiefers.

Hacienda de Guachalá, 2821 m:

Schwarz dünnschiefriger Ottrelithschiefer.

Aus diesem Gebiet stammen Gerölle des Rio Pisque an der Brücke über diesen Fluß nahe Guaillabamba, es sind weiße, körnige Albitgneisse.

2. Pamba-marca (Frances-urcu).

Von dem Grundgebirge des Pamba-marca geben nur Flußgerölle des Rio Guachalá bei Puente, 2734 m, Kunde.

Graue Phyllite vom Glimmerschieferhabitus, granatführende Strahlsteingrünschiefer von dunkler Farbe kommen vor.

3. Gebiet zwischen Pamba-marca und Sara-urcu.

Rumipungu, rechte Seite des Rio Sagaro: anstehend mittelkörniger, flaseriger Phyllitgneiss.

Zwischen Rio Sagaro und dem Zufluß des Amazonenstromes, 4860 m: schiefriger Amphibolit vom Grünschiefer-Habitus.

4. Sara-urcu.

Corredor Machai, 3889 m, vorgelagerte Berge im Westen des Sara-urcu: Muscovitglimmerschiefer.

Ostwand von Guagrahuasi, 4046 m (Guagrahuasi-Viehhaus), Westende des Sara-urcu: grauer, dünnschiefriger Biotit-Muscovitschiefer.

Anjel-Maria-pamba:

Rechte Umwallung des unteren Endes, 4200 m: dünnflaseriger Epidotalbitgneiss, dünnschiefriger Amphibolit resp. Strahlsteinschiefer mit viel Albit.

Felswand am Zelt, Anjel-Maria-pamba, 3900—4300 m: Epidotalbitgneiss, stark ausgewalzt und gefältelt.

Ebenda weißer, albitreicher Strahlsteinschiefer mit porphyrischen Strahlsteinkristallen, Strahlstein auf Kluftflächen und Kalkspat, ein Block mit Partieen von Epidotfels, Granatfels, Omphacitfels.

Nordumwallung von Anjel-Maria-pamba:

Epidotalbitgneiss.

Endmoräne des Anjel-Maria-pamba-Gletschers und Fuß desselben Gletschers auf der Westseite des Hauptgipfels:

Anstehend Epidotalbitgneisse und gelblichweiße, dickschiefrige, albitführende Glimmerschiefer. Geschiebe der Endmoräne: Ottrelithschiefer.

5. Fußgebirge des Antisana.

Papa-llacta-Tal:

An der Kirche von Papa-llacta: feinkörniger Phyllitgneiss, auch in Geröllen des Yuracyacu.

Zwischen Mündung des Yuracyacu und Papa-llacta: Muscovitglimmerschiefer.

Nördlich vom Ort Papa-llacta: Quarzhornblendeporphyrit, durchbricht den Phyllitgneiss.

Cimmarronas del Antisana:

Kamm von Chuquira, Westgipfel des Jacatuna de Nuñuloma, etwa 4100 m: lichter, phyllitähnlicher Muscovitglimmerschiefer mit großen Quarzaugen.

Quebrada San Joaquin, rechts der Quebrada Chulcu-pallana: grauer, dünnflaseriger Gneiss, vielleicht ein Kontaktgestein.

Östlich davon zwischen San Joaquin und Chuspichupa: dunkler Muscovitglimmerschiefer.

Hondon de la Quebrada de Azufre grande:

Gneissglimmerschiefer, wahrscheinlich Einschlüsse in der Lava.

6. Valle-vicioso-Berge.

El Cuvillan, 4300 m: Westfuß, Mitte des Felskammes, Mittelgipfel: Muscovitpsammitgneiss mit Einlagerungen von chloritführenden Strahlsteingrünschiefern.

7. Carrera nueva.

Quebrada am W.-N.-W.-Rand: Chloritstrahlsteingrünschiefer, ferner Quarzitgerölle.

8. Cordillera de Píllaro.

Abstieg von der Mullumullu-loma nach Rio verde in Chuspichupa,

rechte Seite des Rio Ramillo: lichtgrünlichgrauer Strahlsteinschiefer, sehr albitreich, anstehend zusammen mit Chloritalbitgneissen und lichten Quarzitschiefern.

Am Südfuß dieser Cordillere bei Chantaloma, Baños gegenüber, am Wege nach Patate, auf der linken Seite des Pastaza-Tales: Schalsteinschiefer.

Hacienda San Javier, linke Seite des Pastaza-Tales: Grünschiefer.

9. Das Llanganaten-Gebirge.

Antiojospungu, 3902 m:

Schwarze Ottrelithschiefer.

Aufstieg vom Antiojospungu zum Toldofilo: lichte Muscovitpsammitgneisse mit Einlagerungen von körnigen Amphiboliten, die auf Diabase zurückzuführen sind; ferner lichte Strahlsteinschiefer in engem Verbande mit lichten Chloritalbitgneissen.

Toldo filo:

Toldo filo: Chloritalbitgneisse.

Ostende des Toldo filo, gegen Quebrada del Rio Seco zu:

Biotitmuscovitchloritalbitgneisse wechseln mit albitarmen, fast glimmerfreien Chloritschiefern.

Gerölle des Rio Guapante sind grüne Schalsteine und stammen entweder aus diesem Gebiet oder aus der Cordillera de Pillaro.

Cerro hermoso de los Llanganates:

Westlicher Fuß, 3800 m: dünnschiefrige schwarze Ottrelithschiefer mit Einlagerungen von Keratophyr.

Westseite: Etwas weiter oberhalb steht ein lichter Granitgneiss an; es folgen dann wieder schwarze Ottrelithschiefer wechsellagernd mit lichten Quarzitschiefern und mit Einlagerungen von umgewandelten Keratophyren. Discordant ruht auf diesen Schiefern horizontaler, schwarzer, bituminöser Kalkschiefer auf.

Nahe der Schneegrenze treten neben den dunklen Ottrelithschiefern lichte Biotitmuscovitalbitgneisse mit Einlagerungen von Strahlsteinschiefern und Epidotfels auf.

Gipfel der Westseite: horizontale schwarze Kreidekalkschiefer.

Gipfel des Cerro hermoso: dieselben schwarzen Kalkschiefer der Kreideformation.

Südfußgebirge der Llanganaten.

Pastazatal, linke Talseite.

Hacienda S. Javier: Grünschiefer, vergl. Cordillera de Píllaro.

Chanta-loma, gegenüber von Baños: Schalsteinschiefer.

Chorrera de Agoyan, 1476 m: schwarzer, feldspatreicher Glimmerschiefer, kohlenstoffführend; granat- und glimmerhaltige Chloritalbitgneisse.

Rio Blanco, zwischen Agoyan und Antombos: Blöcke schwarzen Ottrelithschiefers.

Zwischen Playas de Antombos und Quillu-urcu: Zoisit-Epidot-Albitamphibolit, vielleicht ein veränderter Gabbro.

Rio verde grande: Gerölle von Hornblendediorit, gneissig.

Rio Machai: Gerölle von grüngrauem, stengligem Gneiss mit Feldspataugen.

Travesía de San Antonio, zwischen Hacienda Machai und Azafran: stark zersetzter, ausgebleichter, dünnschiefriger Phyllit.

Hacienda Azafran, 1430 m: weißer Granitgneiss.

Quebrada Mapote bei Mirador, 1350 m: weißer Granitgneiss.

Quebrada Margajitas, unterhalb Mapote, 1260 m: schwarzer Tonschiefer anstehend, ferner Gerölle von Granitgneiss.

Zwischen S. Ines und Rio Topo, 2100 m: gelber Sandstein der Kreideformation.

Rio Topo, Mündung, 1196 m: schwarzer, bituminöser Kalk der Kreideformation, Gerölle von Granitgneiss.

10. Das Fußgebirge des Tunguragua.

Nordseite.

Pastazatal, rechte Talseite.

Reventazon de Juivi (El Terremoto genannt) bei Ninayacu, 1846 m: Chloritalbitgneiss vom Grünschiefer-Habitus.

Fuß der Loma Pondoa chiquita, etwa 1815 m, bei Pitite: Grünschiefer wird von junger, pyroxenandesitischer Lava überlagert.

Taravita de Guangaló, 1474 m, bei Baños: Kalkreicher Phyllit.

Quebrada Ulva bei Hacienda Ulvilla, 1965 m: Gerölle von Biotit-Muscovit-Chloritalbitgneiss mit Granat, körnige Albitamphibolite und Strahlsteinschiefer.

Guairapungu, 1640 m, zwischen Rio Ulva und Puente de Agoyan: Phyllitgneiss, mit Annäherung an Chloritalbitgneisse.

Südseite.

El Tambo, 2456 m, rechte Seite des Rio Puela: Chloritalbitgneiss.

Gerölle des Rio Puela an der Mündung und unterhalb Tocchi sind chloritführende Strahlsteingrünschiefer und kohlenstoffreiche Schalsteinschiefer.

11. Das Fußgebirge des Altar.

Plazabamba.

Nordostecke des Kratergrundes: lichter Gabbro, auch in Blöcken auf der nördlichen Kraterumwallung.

Nordwestliche Seite.

Cazeron, 4150 m: Schalsteinschiefer.

Westseite.

Penicuchu bei Penipe: Anthrazit und schwarze, kohlige Sillimanitquarzite.

Quebrada Taragua nahe der Mündung in den Rio Blanco, 2561 m: Gerölle von Schalstein.

Rechte Seite des Rio Blanco, etwa 4000 m: Phyllit, tonschieferähnlich.

Quebrada Tiyacu-chiquito bei Pasuasu-Loma: schiefriger Augitporphyrit und Schalsteine.

Über Sali, 3700 m, Weg nach Yngiuzag, linke Seite des Rio Blanco: Tonschiefer.

Südseite.

Minas del Condorasto, 4120 m: Muscovitspammitgneiss und Phyllit vom Glimmerschiefer-Habitus, Quarzite.

Cerro Toldo.

Quebrada Yzana grande oberhalb Quimiac, 2800 m: schiefriger Augitporphyrit.

Nordgipfel: Tonschiefer mit schiefrigem Augitporphyrit.

Grünschiefergerölle des Rio Ulpang bei Hacienda Guaillabamba stammen entweder von der Westseite des Cubillin oder vom Cerro Toldo.

12. Cordillera de Alao.

Azatapungu.

Etwas unterhalb des Gipfels, 4350 m: Grünschiefer.

Bei Calcitpungu: Grünschiefer.

Südseite: Grünschiefer und Uralitporphyrite werden durch Hornblende-Quarzglimmer-diorite durchbrochen.

Linke Seite des Hondon de Chaira, zwischen Calcitpungu und Hacienda Alao: schiefriger Diabas.

Alaotal.

Linke Seite, oberhalb Maguazo, etwa 3200 m: Quarzglimmerdiorit.

Mündung des Rio Maguazo in das Alaotal: Schalsteine.

Rechte Seite, zwischen Hacienda Maguazo und Alao: herabgestürzter Block von gneissigem Hornblendegranitit.

Hacienda Alao: Gerölle, Uralitporphyrit.

Etwas unterhalb der Hacienda: Schalsteine und Tonschiefer.

Zwischen Alao und Pungalá, 3097—2909 m: gabbroider Diorit und Tonschiefer.

Zwischen Pungalá, 2909 m und Puente de Licto über den Rio Chambo, 2781 m: grobkörniger Hornblende-Quarzglimmerdiorit.

13. Cordillera de Yaruquíes.

Ostseite.

Abhang des Tunshi del Falconi, 2705 m: Hornblende-Quarzglimmer-Diorit.

Cerro de Licto, obere Teile der Quebrada de Chalan: Quarzglimmerdiorit mit Aplitgang.

Quebrada Combuenas: gangförmiger Muscovitgranit.

Die Gerölle der auf der linken Seite in den Rio Chambo einmündenden Zuflüsse sind basische Eruptivgesteine der Kreideformation.

Quebrada Chalan bei Pucayacu: Augitporphyrit-Gerölle.

Rio Chibunga: Hornblendeaugitporphyrit.

Rio Guamote bei Sesel, 2900 m: Hornblendeaugitporphyrit.

Südseite.

Zwischen Guamote und Colombe, 2982—3142 m: olivinführende Augitporphyrite in tuffiger Ausbildung und Felsophyr mit Tuffen.

Zwischen Guamote und Yaruquíes: olivinführende Augitporphyrite und Tuffe.

14. Übergang über die Ost-Cordillere durch das Cebadastal über den Paß von Mácas in das Pairatal, Cebadas-Zhasquin-Cordillere.

Cebadastal, rechte Seite.

Bóquios, nahe oberhalb Cebadas, 2909 m: Quarzit.

Gerölle des Rio Cebadas bei Bóquios stammen entweder aus der Cebadas-Zhasquin-Cordillere oder aus den Cerros de Yaruquíes. Es sind grobkörnige Saussuritamphibolite (sie entstammen der Zhasquin-Cordillere), Hornblendequarzglimmerdiorite, Tonschiefer und Diorit-Tonschiefer-Kontaktstücke aus derselben Cordillere, ferner olivinführende Augitporphyrite und Quarzporphyrtuffe mit Einschlüssen, die auch aus den Cerros de Yaruquíes herrühren können.

Gerölle des Cebadas, zwischen Cebadas und Ichañag: Blöcke von Zweiglimmergraniten und Quarziten. Gerölle von Augitporphyrit.

Gerölle bei Ichubamba, 3097 m: Quarzite, Quarzglimmerdiorit, auch in gabbroider Ausbildung, Kontaktstücke mit dem Tonschiefer, Augitporphyrite, Hornblendeporphyrite und Porphyrite.

Zwischen Ichubamba und der Mündung des Rio Colay, 3097 m: Hornblende-Quarzglimmerdiorit mit hornblendedioritischen Schlieren, im Kontakt mit Tonschiefer, und mittelkörnige, dunkelgrüne Quarzdiabase.

Hato Yasipang, Gerölle des Rio Yasipang: Augitporphyrit und Keratophyre.

Atillo, 3459 m.

Unterhalb Atillo: Blöcke von grünlichweißem Felsophyr.

Blöcke von den Felsen des Campana-urcu herabgestürzt: Olivinaugitporphyrit.

Vom Cerro Picto herabgestürzt: Olivinaugitporphyrit.

Yanarumi an der Colay-cochca, Höhe des Passes von Mácas: Schalsteine mit reichlichem Tonschiefer und Kalkmaterial, ferner Saussuritamphibolite mit odinitartigem Ganggestein, Diallagamphibolite.

Abstieg nach Mácas.

Cuesta de Galgalang.

Obere Teile: Schalsteine.

Mitte: Tonschiefer.

Untere Teile, oberhalb Suña: Schalsteine und Keratophyre.

Suña, 2688 m, Gerölle des Paira: Hornblende-Quarzglimmerdiorite, Gabbroamphibolite, schwarze Ottrelithschiefer und Grünschiefer.

Zwischen Suña und Chanalá, 2688–2470 m:

Quarzite und Quarzitschiefer.

Quebrada Maco, unterhalb Chanalá, 2003 m: kohlenstoffreicher, feldspatführender Glimmerschiefer.

Zwischen Chanalá und Tablas, 2470–2000 m: Glimmerschiefer.

Rio Ango-chaca, 1950 m: Gerölle von Quarzitschiefer.

Zwischen Tablas und Tambo-Cashca, 2000–1800 m:

Biotit-Muscovitalbitgneiss, Phyllit und Quarzitschiefer.

Zwischen Tambo-Cashca und Maucapaira, 1800–1640 m:

helle Muscovitpsammitgneisse, feldspatführende Glimmerschiefer, flaserige und schiefrige Zoisit-Epidotamphibolite, Chloritalbitgneisse, Ottrelithschiefer, Sericitschiefer und umgewandelte Porphyrgesteine.. Gneisse (stark umgewandelte Granite oder Diorite).

Zwischen Maucapaira und Paira, 1640–1617 m,

in einer Höhe von 1600 m: dichter Phyllit.

Kurz oberhalb Paira: Graphitschiefer.

Zwischen Paira und Paso del Huisco, 1617–1350 m:

Rio Samingo, kurz unterhalb Paira: Gerölle von transversalschiefrigem, grauem Phyllit und schiefrige Epidotalbitamphibolite.

Quebrada Huaza: Gerölle von Ottrelithschiefer.

Rio Avenico: Granit-Grünschieferkontakt.

Paso del Huisco, 1350 m: schiefrige Diabasporphyrit-Gerölle.

Loma Yungalí,

zwischen Rio Paira und Mirador: Ottrelithschiefer. Blöcke von Quarzporphyrit.

Höhe der Loma Yungalí, 1669 m: Phyllit vom Tonschieferhabitus, Porphyrit.

Fuß der Loma bei Urcusiqui, 1208 m: zersetzter Phyllit.

Mácas, 1052 m, Geröll des Rio Upano, 908 m: weißer Quarzit.

15. Berge westlich des Sangay.

Quebrada de Volcan-Chaqui, 3458 m: Grünschiefer.
Ostabhang der Loma Nagsanpungu: Biotit-Muscovitalbitgneiss.
Quebrada de Puente hondo, Bandera-loma: Chloritalbitgneiss.
Nahe Jarra-hichuna: feldspatreicher Muscovitglimmerschiefer.

16. Das Tal von Alausí, Berge nördlich des Azuay.

Zwischen Guamote und Ticsan, Cuncunpamba, 3255 m: Quarzit.
Rio Chanchan, am Rio Sucur, 1857 m: Gerölle von Quarzit, Graphitquarzit, Augitporphyrit und Dioritporphyrite.
Linke Seite, oberhalb der Hacienda Bugnac, 2000 m: Augitporphyrittuff.
Quebrada de Zula, Gerölle bei Hacienda Zula, 3588 m: Tonschiefer, Augitporphyrit und Hornblendeporphyrit.
Achupallas, 3317 m: sillimanitführende Quarzitschiefer.
Salado de Zula: poröser Kalktuff, Marmor.
Zwischen Janjan-Loma, 3937 m, und Guamani-Loma, 3907 m, Weg Zula-Palmira: Quarzit.

17. Berge südwestlich vom Azuay.

Die Abhänge gegen Cañar.

Pachapamba, 2277 m, Südabhang des Cerro Punay: Herabgestürzter Block, Olivinaugitporphyrit.
Rio Molobog bei El Tambo, 2835 m: Geröll, sillimanitführender Quarzitschiefer. Hausgroße Blöcke von Felsophyr.
Rio Huairapungu in den Rio Molobog, 3041 m: Sandstein der Kreideformation.
Incachungana bei Incapirca: Sandstein der Kreideformation.
Hacienda San Pedro, Rio Molobog bei Huairapungu, 3041 m: dichter schwarzer Obsidian.

Cerros de Molobog.

Cerro Molobog, Weg Cañar-Azógues: Felsophyre und schwarze Pechsteine.

18. Becken von Cuenca.

Quebrada Chirincay: Tonschiefer, fast senkrecht stehend, N.-S. streichend. Gerölle von Quarzporphyr.

Huaishun, 2707 m, bei Azógues, Stollen der alten Quecksilbermine: Tonschiefer.

Biblian, 2639 m, linke Seite des Rio Biblian: Felsophyr mit Augitporphyriteinschlüssen.

Rio Pulucay, Weg Azógues-La Victoria: Hornblendeporphyrit.

Oberhalb Sayausí, Carretra nach Guayaquil: Gabbro, Blöcke von Quarzporphyr, z. T. sphärolithisch entwickelt.

Gerölle des Rio Matadero: Felsophyre, Quarzporphyrtuffe und Breccien mit Einschlüssen augitporphyritischer Gesteine, Labradorporphyrite und Dioritporphyrite.

Gerölle des Matadero, zwischen Puente de Machángara und Sidcay: sphärolithisch entwickelter Felsophyr.

Die Gliederung und das geologische Alter der Ost-Cordillere.

Die vorangehende Zusammenstellung der einzelnen Fundorte läßt einen Einblick in die innere Struktur der Cordillere tun. Es ist das Bild freilich ein sehr lückenhaftes, wie man es auch nicht anders erwarten darf; dennoch genügen die mitgebrachten Stichproben, um einzelne wichtige Tatsachen zu erkennen, die für die geologische Auffassung von grundlegender Bedeutung sind.

Th. Wolf[1]) rechnet auf Grund des petrographischen Habitus der Gesteine die kristalline Ost-Cordillere der archaeischen Formation zu und teilt sie in Gneisse, Glimmerschiefer und Phyllite ein.

Das benachbarte Colombia zeigt nach den Untersuchungen von W. Bergt[2]) eine ganz entsprechende Zusammensetzung; es lassen sich zu den hier beschriebenen Gesteinen

[1]) Th. Wolf: „Geografia y Geologia del Ecuador". 1892. S. 224.

[2]) W. Bergt: „Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente". In W. Reiss und A. Stübel: „Reisen in Südamerika, geologische Studien in der Republik Colombia". II. 1902. S. 209—218.

in allen Fällen entsprechende Gesteine der colombischen Anden namhaft machen. W. Bergt lehnt sich an die Wolfsche Einteilung und Altersbestimmung, die auch von älteren Geologen, wie Humboldt u. a., vertreten wurde, an und rechnet die Gneisse, Glimmerschiefer und Phyllite der archaeischen Gruppe zu, trennt aber einen Teil der kristallinen Schiefer und halbkristallinen Gesteine ab und zählt sie mit den Tonschiefern und Schalsteinen der paläozoischen Formation zu.

Nach ihm tritt die archaeische Formation in der auch anderwärts gewöhnlichen Dreiteilung auf mit den charakteristischen Einlagerungen von hornblendeführenden Schiefern. Die Gneisse sind Orthogneisse Rosenbuschs. Die Glimmerschiefer sind weniger mächtig entwickelt und werden mehr durch Sericitgesteine vertreten; die Phyllite stehen in enger, nachbarlicher Beziehung zu den halbkristallinen Tonschiefern. Hornblendeschiefer und Grünschiefer gehören teils der archaeischen, teils den paläozoischen Formationen an.

Einen Teil der kristallinen Schiefer, kontaktmetamorphe Gesteine, Tonschiefer, Tuffe, Schalsteine und basischen Eruptivgesteine sowie einen Teil der älteren Massengesteine rechnet er zu der paläozoischen Gruppe, die sich auf beiden Seiten der Cordillere, namentlich auf der Westseite, an die kristallinen Zentralgesteine anlegt.

Zu einer wesentlich anderen Auffassung gelangt **A. Hettner.**[1]) Die **colombische Zentral-Cordillere** besteht nach ihm größtenteils aus Gneiss und kristallinischen Schiefern, Granit und anderen kristallinischen Massengesteinen und gewöhnlichen Sedimentärgesteinen, welche wahrscheinlich sämtlich oder großenteils der Kreideformation angehören. Sowohl die kristallinischen Schiefer wie die Kreideschichten lagern nirgends horizontal, sondern sind meist unter steilem Winkel (im Mittel 45°) aufgerichtet; die Streichrichtung ist im allgemeinen nordsüdlich, also der Streichrichtung der Kämme parallel. Die Zentral-Cordillere ist demnach nach Hettner im wesentlichen ein Faltengebirge, wahrscheinlich postcretacäischen Ursprungs. Ob größere Bruchlinien vorhanden sind und welche Bedeutung denselben zukommt, kann noch nicht entschieden werden. Man könnte geneigt sein, aus dem häufigen Wechsel kristallinischer und sedimentärer Zonen westlich des Hauptkammes auf Längsbrüche zu schließen; aber für diesen Wechsel bieten sich auch noch zwei andere Möglichkeiten der Erklärung dar. Es ist nicht ausgeschlossen, daß er auf einer komplizierten Faltung beruht, und es ist möglich, daß die kristallinischen Schiefer und die gewöhnlichen Sedimentärgesteine verschiedenartige Ausbildungen desselben geologischen Horizontes sind. Es ist bisher keinerlei positiver Beweis für das archaeische Alter der kristallinischen Schiefer geliefert; im Gegenteil hat es wenigstens im Westen des Hauptkammes vielfach den Anschein, als ob dieselben all-

[1]) A. Hettner u. G. Link: „Beiträge zur Geologie und Petrographie der colombianischen Anden". Zeitschr. d. d. geol. Ges. 40. 1889. S. 213.

mählich in die Kreideschichten übergingen. Die sie durchsetzenden Eruptivgesteine würden mit den „Andengesteinen Stelzners“ zu parallelisieren sein.

Die **ecuatorianische Ost-Cordillere** findet ihre Fortsetzung nach Norden in der colombischen Zentral-Cordillere. Bei der gleichen Zusammensetzung ihrer Gesteinsarten ist wohl anzunehmen, daß ihr tektonischer Aufbau auch ein entsprechender ist. So kann demnach die ecuatorianische Ost-Cordillere herangezogen werden, um den Aufbau der colombischen Zentral-Cordillere aufzuklären, und umgekehrt.

Was die ecuatorianische Ost-Cordillere betrifft, so habe ich zu zeigen versucht, daß die kristallinen Gesteine weniger Ähnlichkeit mit archaeischen Komplexen anderer Länder haben, daß vielmehr entsprechende Gesteinsarten sich unter den kristallinen Schiefern jüngeren, paläozoischen und mesozoischen Alters wiederfinden.

Aus dem petrographischen Habitus der Gesteine ist demnach eher ein jüngeres geologisches Alter der Ost-Cordillere zu schließen als das archaeische.

Die kristallinen Gesteine lassen sich nun in vier Gruppen zusammenfassen:

1. Die Tonschiefer mit ihren Schalsteinen, Diabasporphyriten und Keratophyren; diese Gruppe umfaßt die halbkristallinen Schiefer: z. B. im Fußgebirge des Altar, in der Alao-Cordillere am Paß von Mácas.

Die Tonschiefer gehen in die

2. Phyllite über.

Die Phyllite führen Einlagerungen von Grünschiefern und führen allmählich in Glimmerschiefer über.

3. Glimmerschiefer.

Hierher gehört eine große Gruppe von Quarzitschiefern.

4. Albitgneisse.

Neben den Glimmerschiefern treten benachbart in fast allen Gebieten die Albitgneisse auf. Es sind Epidotalbitgneisse, Glimmeralbitgneisse, Chloritalbitgneisse und Strahlsteinalbitgesteine.

Nun zeigen die Profile durch das Pastazatal und durch das Pairatal, daß die Tektonik des Gebirges eine ziemlich verwickelte ist. Man findet von Westen nach Osten gehend folgende Aufeinanderfolge:

im Pastazatal:	im Pairatal:
Albitgneisse,	Eruptivgesteine der Kreideformation,
Glimmerschiefer,	Tonschiefer,
Phyllite,	Phyllite,
Tonschiefer,	Glimmerschiefer,
Kreideformation.	Albitgneisse,
	Phyllite.

Diese beiden Querprofile durch die Ost-Cordillere zeigen die umgekehrte Reihenfolge.

Man vergleiche ferner die Folge der Gesteine an dem Cerro hermoso de los Llanganates; auch hier ist in den Wiederholungen derselben Gesteine in verschiedenen Niveaus ein komplizierter tektonischer Bau zu erkennen.

Aus der Aufeinanderfolge von Tonschiefern, Glimmerschiefern, Phylliten und Albitgneissen sind daher aus den Lagerungsverhältnissen allein noch keinerlei sichere Rück schlüsse auf ihr gegenseitiges Alter zu ziehen.

In dem Kapitel über die genetischen Beziehungen der kristallinen Gesteine habe ich eine Einteilung der Gesteine nach dem Grade der Intensität des Faltungsvorganges versucht und die eingelagerten Diabasgesteine als Gradmesser benutzt.

Es deckt sich jene Einteilung mit der oben angegebenen Gliederung in vier Gruppen nahezu vollständig. Alle hier in Frage kommenden Schiefer sind nun auf die gleichen Gesteine zurückzuführen, nämlich auf Sandsteine und Tone.

In allen vier Gruppen treten dieselben dazwischen gelagerten Eruptivgesteine auf, die zusammen mit dem Sediment den Faltungsprozeß mitgemacht haben und nur in verschiedenem Grade umgeformt sind.

Aus diesen Tatsachen ist der Schluß zu ziehen, daß die vier Gruppen: Gneisse, Glimmerschiefer, Phyllite und Tonschiefer auch verschiedene Grade dynamometamorpher Umformungen geologisch aequivalenter Horizonte darstellen können, daß ferner eine Gliederung in der vertikalen Aufeinanderfolge bei dem komplizierten tektonischen Bau und der ungenügenden Kenntnis bis jetzt unmöglich ist.

Wenn sich aber aus dem geologischen Aufbau keine Schlüsse auf das gegenseitige Alter der Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer und Gneisse ziehen lassen, sondern sich eher eine Abhängigkeit von der Stärke des Faltungsvorganges erkennen läßt, so beweisen auch die Lagerungsverhältnisse noch nicht das archaeische Alter dieser Schiefer.

W. Reiss[1]) schließt aus der horizontalen Überlagerung der Kreide auf dem Gipfel des Cerro hermoso auf eine Transgression der Kreide nach einer Periode starker Abtragung. Zweierlei läßt sich dieser Auffassung entgegenhalten.

1. Der petrographische Habitus. Es sind stengelige bituminöse Kalkschiefer; ihre Beschaffenheit setzt voraus, daß das Gestein dem Gebirgsdruck ausgesetzt war, es läßt sich schwer denken, daß es sich auf dem Gipfel des Hermoso an ursprünglicher Lagerstätte, so wie es abgesetzt war, befindet. Die horizontale Auflagerung könnte aber als liegende Falte oder Überschiebung ebenso erklärt werden.

[1]) W. Reiss: Ecuador 1870—1874. Heft 1. 1901. S. 40.

2. Die Unwahrscheinlichkeit des Vorhandenseins einer großen Verwerfung. Auf dem Cerro hermoso liegen die Kreidekalke in 4576 m, am Rio Topo nur 1222 m Meereshöhe, das macht eine Niveauverschiebung von 3354 m, und man sollte denken, daß Verwerfungen mit einer derartig großen Sprunghöhe sich noch anders im Relief des Landes bemerkbar machen würden, wenn auch beide Kreidevorkommen nicht aequivalent zu sein brauchen.

Daß die Kreideschichten durch die gebirgsbildenden Kräfte mit betroffen sind, beweisen die Kreidesandsteine des Cuenca-Beckens, welche steil aufgerichtet sind, ferner die oben besprochenen Vorkommen.

Die Annahme Hettners des postcretacaeischen Alters der Faltungsvorgänge bestätigt sich demnach auch in der ecuatorianischen Ost-Cordillere.

Das sogenannte Carbon von Penicuchu, sowie vereinzelte Quarzite namentlich im Gebiet des Azuay sind deshalb nicht, wie Wolf es will, archaeisch, sondern weit jünger. Sie gehören vielmehr sehr wahrscheinlich der Kreideformation an, worauf Reiss schon hindeutet.

Palaeozoische Schichten, ferner Trias- und Jura-Schichten, die in den südlicheren Anden eine wichtige Rolle in dem Aufbau des Gebirges spielen, sind in den Cordilleren von Colombia und Ecuador bis jetzt nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Sind diese Formationen nicht zur Ablagerung gelangt, oder sind sie durch Abtragung in späterer Zeit wieder zerstört worden, oder sind sie endlich in einem durch den Gebirgsdruck veränderten Zustand in der kristallinen Cordillere zu suchen?

Ich möchte mich für die letzte der drei Möglichkeiten entscheiden.

Die eruptive Kreideformation der West-Cordillere Ecuadors trägt nämlich den gleichen submarinen Charakter wie in den südlicheren Ländern. Sie reicht im Osten nur bis an die Ost-Cordillere heran, fehlt in ihrem Bereich selbst aber vollständig. Die kristallinen Schiefer der Ost-Cordillere stellen nun eine durch Gebirgsdruck umgeformte Sedimentformation mit dazwischen geschalteten basischen Eruptivgesteinen dar, eine Ausbildung, wie man sie bei den an basischen Eruptivgesteinen reichen mesozoischen Ablagerungen der südamerikanischen Cordilleren in unverändertem Zustande wiederfindet.

Palaeozoische Schichten sind noch in Peru mit Sicherheit bekannt. Sie setzen sich nach Ecuador fort, wie z. B. Tonschiefer mit ähnlichen erzführenden Zonen beweisen.

Die Intensität des Faltungsprozesses nimmt von Osten nach Westen zu ab, was die Granit- und Tonalitmassive besonders deutlich zeigen. Der Faltungsvorgang selbst ist postcretacaeisch.

Es ist aus allen diesen Gründen fast mehr als wahrscheinlich, daß die kristalline Ost-Cordillere palaeozoische und mesozoische Formationen einschließlich der Kreide-

formation in einem Zustand mehr oder weniger starker dynamometamorpher Umwandlung umfaßt. Eine nähere Altersbestimmung ist, zumal da Fossilien noch nicht gefunden sind, zur Zeit nicht möglich.

Die die Ost-Cordillere durchbrechende Massive sind tonalitartige Diorite, die den Tonschiefer im Kontakt umgeändert haben, also jünger sind. Sie zeigen Spuren der Einwirkung des Gebirgsdruckes, sind also dem postcretacaeischen Faltungsvorgange ausgesetzt gewesen.

Es steht daher nichts im Wege, sie mit den Stelznerschen Andengesteinen zu parallelisieren, wie Hettner es auch für Colombia will.

Was die mesozoischen Eruptivgesteine betrifft, so habe ich auf die engen Beziehungen zu den chilenischen Anden mehrfach hingewiesen. Es sind submarine Eruptionen wie in Chile, und zwar sind die basischen, augitporphyritischen Ergüsse älter als die Quarzporphyre.

Mit den Porphyriten mit holokristalliner Grundmasse, wie ihre petrographische Übereinstimmung mit den chilenischen Vorkommen zeigt, sehr wahrscheinlich zu den gangförmig auftretenden Gliedern der Andengesteinsgruppe gehören, schließt die ältere vulkanische Tätigkeit ab, um in verhältnismäßig junger Zeit mit erneuter Gewalt wieder zu erwachen.

Zusammenstellung der Resultate.

1. Die ältere ecuatorianische Ost-Cordillere besteht, soweit sie nicht von den jungvulkanischen Eruptivmassen bedeckt ist, aus einer kristallinen Sedimentformation.

Unter der Einwirkung gebirgsbildender Kräfte sind sandige und tonige Sedimente in Tonschiefer, Phyllite, kristalline Schiefer und Gneisse umgeändert worden, je nach der Intensität des Gebirgsdruckes, der auf sie eingewirkt hat.

Gleichzeitig mit den Sedimenten sind dazwischen gelagerte diabasartige Eruptivgesteine und Tuffe, sowie Porphyrgesteine umgeformt worden und treten jetzt in den verschiedenen Stadien der Umwandlung als schiefrige Diabase und Schalsteine, Grünschiefer und Amphibolgesteine in mannigfaltiger Ausbildung, sowie als Keratophyre, umgeänderte Porphyre inmitten kristalliner Schiefer auf.

2. Das geologische Alter dieser kristallinen Sedimentformation läßt sich bei dem komplizierten tektonischen Aufbau des Gebirges und der mangelhaften geologischen Kenntnis des Landes noch nicht sicher näher bestimmen.

Der petrographische Habitus ihrer Gesteine weist jedoch sehr viele Analogien mit kristallinen Schiefern jüngerer Formationen anderer Länder auf.

Schichten der Kreideformation sind mit gefaltet worden. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die in Ecuador und Colombia bisher vergeblich gesuchten palaeozoischen, triassischen, jurassischen und z. T. auch Kreideschichten in den kristallinen Schiefern in dynamometamorph verändertem Zustande zu finden sind.

3. Granit und tonalitartige Dioritmassive durchbrechen die kristalline Cordillere. Sie sind jünger als die Tonschiefer und von dem postcretacaeischen Faltungsvorgang im Osten stärker als im Westen berührt worden. Sie gehören in die Gruppe der „Stelznerschen Andengesteine", die auf der Grenze zwischen Kreide und Tertiär empordrangen.

4. Die eruptive Kreideformation tritt von der West-Cordillere bis an die Westflanke der Ost-Cordillere heran und besteht aus älteren Augitporphyriten und jüngeren Quarzporphyren mit ihren Tuffbildungen.

5. Die dioritporphyritischen Gesteine sind die jüngsten Ausbrüche der älteren Eruptionsreihe. Sie gehören ihrem petrographischen Habitus nach zu den porphyrischen Gliedern der Andengesteine.

INHALT DES ZWEITEN HEFTES.

Titel, Vorwort und Inhaltsverzeichnis der petrographischen Untersuchungen werden mit dem Schlusshefte ausgegeben.


Folio
QE449.E25 B4
Petrographische Untersuchungen.
Kummel Library
3 2044 032 927 527

